

553
Г-37

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС
ЭНДОГЕННЫХ
РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ
СИБИРИ

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС
ЭНДОГЕННЫХ
РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ
СИБИРИ

ВОПРОСЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

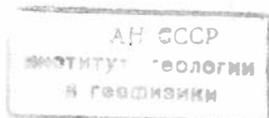
1972

Сборник посвящен разработке учения о рудных формациях как особой ветви науки о рудообразовании. На материалах ртутных, свинцово-цинковых, колчеданно-полнметаллических, медно-молибденовых и оловорудных месторождений Сибири рассматриваются принципы и методы выделения рудных формаций, их систематика и положение в генетических рядах рудных формаций. Приводятся данные и соображения о границах и объемах рудных формаций, а также результаты минералого-геохимических исследований, в частности, изотопного анализа при формационном анализе эндогенного оруденения.

Работа представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся изучением рудных месторождений и вопросами металлогении.

Ответственный редактор

академик В. А. КУЗНЕЦОВ



60380 ↑

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вопросы формационного анализа рудных месторождений привлекают большое внимание особенно в последние годы. Понятие о рудных формациях применяется как при изучении и систематике рудных месторождений, так и при металлогенических исследованиях. По-видимому, не будет ошибочным утверждение о том, что сейчас возникает и начинает развиваться учение о рудных формациях как особая ветвь науки о рудообразовании, подобно тому, как уже оформилось в качестве самостоятельного научного направления в геологии учение о магматических формациях.

Разработке понятия об эндогенных рудных формациях и общих принципов формационного анализа рудных месторождений был посвящен сборник трудов специального симпозиума по проблеме эндогенных рудных формаций, проведенного в г. Новосибирске в 1964 г. («Эндогенные рудные формации Сибири..», 1966).

В данном сборнике, посвященном дальнейшей разработке той же проблемы, вниманию читателей предлагается ряд работ, выполненных сотрудниками Института геологии и геофизики СО АН СССР при участии геологов отраслевых научно-исследовательских институтов и геолого-производственных организаций, совместно с которыми выполнялись исследования.

Как видно из содержания сборника, в развитии учения о рудных формациях достигнуты некоторые успехи. Обсуждаются не только общие принципы, но и методы формационного анализа рудных месторождений. Предлагаются новые систематики некоторых групп месторождений на формационной основе. На примерах месторождений состава рассматриваются вопросы о границах и объеме рудных формаций. Делается попытка выделения некоторых формаций околорудных метасоматитов. В некоторых работах рассматривается вопрос о генетических рядах рудных формаций и показано значение выделения последних для характеристики и типизации рудных провинций и рудных районов. Показано, что методы формационного анализа позволяют ближе подойти к решению вопросов генезиса рудных месторождений.

Вместе с тем из статей сборника видно, что в развитии учения о рудных формациях делаются лишь первые шаги. Существуют некоторые различия в подходе к выделению рудных формаций, недостаточно устоялись некоторые понятия. Думается, что это вполне правомерно и, по-видимому, неизбежно в период исканий, на первых этапах развития нового научного направления.

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ВЫДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ИХ СИСТЕМАТИКИ

В. А. Кузнецов, Э. Г. Дистанов, А. А. Оболенский

В последние годы и особенно после прошедшего в 1964 г. в г. Новосибирске совещания по проблеме «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока», на котором были подвергнуты обсуждению общие принципы и методы формационного анализа, появилось довольно много работ — примеров успешного применения принципов формационного анализа в изучении эндогенных рудных месторождений и в металлогенических исследованиях. Эти работы показывают, что формационное направление в науке о рудных месторождениях и металлогении является весьма обещающим и что методы формационного анализа могут быть хорошей основой прогнозно-металлогенических исследований.

Развитие представлений о рудных формациях

Как известно, понятие о рудных формациях возникло во второй половине XIX в., после высказанных Брейтгауптом представлений о парагенезисе минералов. Основополагающими для учения о рудных формациях следует считать труды В. А. Обручева (1928), М. А. Усова (1931), С. С. Смирнова (1937, 1947), Г. Шнейдерхена (1958), А. Г. Бетехтина (1945), Ю. А. Билибина (1947, 1948), И. Г. Магакьяна (1950), Е. Е. Захарова (1953). Весьма важное значение для развития учения о рудных формациях имели работы О. Д. Левицкого и Е. А. Радкевич (1956) по геологии и систематике месторождений олова, Н. А. Хрущева (1959) по классификации месторождений молибдена, Н. А. Петровской (1955, 1960) по классификации золоторудных месторождений, Г. А. Соколова (1957) по месторождениям железных руд, а также ряд работ по региональной металлогении, в том числе работы Г. А. Твалчрелидзе (1961) по металлогении Грузии и П. Ф. Иванкина с соавторами (Иванкин и др., 1961) по металлогении Рудного Алтая. Этими работами было показано, что рудная формация может быть основной единицей в классификации рудных месторождений, а понятие о рудных формациях можно успешно использовать в металлогеническом анализе. Особенно крупным вкладом в развитие учения о рудных формациях явились работы Р. М. Константинова (1965, 1966), в которых, в частности, был впервые всесторонне рассмотрен вопрос о генетических рядах рудных формаций и предложена классификация месторождений на формационной основе для целей региональных металлогенических исследований.

В течение последних нескольких лет проблема рудных формаций разрабатывалась в различных аспектах. Одним из важных направлений формационного анализа явилось комплексное изучение рудных формаций металлогенических провинций и рудных районов и выяснение связей этих формаций с магматическими формациями, тектоникой и этапами геологического развития. Этим вопросам посвящены коллективные монографии: по эндогенной металлогении Алтае-Саянской области (Кузнецов и др., 1966); «Эндогенные рудные формации Узбекистана (1966,

1968); «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны...» (1967—1969). Большое значение имели методические работы Д. И. Горжевского (1964), Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965), Г. А. Твалчрелидзе (1966), в которых приведены схемы систематики эндогенных рудных месторождений складчатых областей на формационной основе. Одновременно были выполнены исследования рудных формаций и металлогении отдельных металлов, в частности, месторождений ртути («Вопросы металлогении ртути», 1968) и золота («Геология, закономерности размещения...», 1967, «Рудные формации...», 1969).

Пятое Всесоюзное металлогеническое совещание (1968 г.) показало, что формационный анализ прочно вошел в практику геологических исследований. Понятие о рудных формациях в последнее время широко используется в теоретических обобщениях по генезису эндогенных рудных месторождений (В. И. Смирнов и др., 1968; Магакьян, 1967). Появились весьма интересные и чрезвычайно обещающие работы методического характера, в том числе о применении в формационном анализе математических методов, позволяющих выделять рудные формации на основании точной количественной оценки минерального состава месторождений (Константинов, 1968, 1969).

Отмечая возросший интерес многих исследователей и геологических коллективов к формационному анализу и ряд удачных попыток его применения, надо признать, что в учении о рудных формациях еще недостаточно определилось само понятие о рудной формации. В настоящее время существует два направления в трактовке понятия «рудная формация». Одна группа исследователей называет рудной формацией ассоциацию минералов или минеральных парагенезисов, повторяющуюся на различных месторождениях, другая — увязывает эти минеральные ассоциации с геологическими условиями их образования. Разногласия между этими направлениями, как видно, сводятся к тому, следует ли при выделении рудных формаций учитывать представления об условиях образования, т. е. о генетических особенностях месторождений. Полагая, что этого делать не следует, сторонники первого направления справедливо указывают, что в качестве рудной формации необходимо выделять реально существующие и поддающиеся изучению объекты, представление о генезисе которых может меняться в зависимости от степени изученности и уровня наших знаний, что и выделение рудных формаций, т. е. формационный метод исследования, является не целью, а средством познания генезиса месторождений.

Приведенные соображения несомненно справедливы. Конечно, в качестве рудной формации должны выделяться поддающиеся непосредственному изучению реально существующие объекты, в данном случае — группы месторождений. Совершенно справедливо, что выделение формаций — не цель, а средство, один из методов познания генезиса месторождений. Несомненно, что в определение понятия о рудной формации не следует включать представления как о генезисе месторождений, так и о генетической связи месторождений с теми или иными магматическими комплексами. Эти представления всегда в той или иной степени гипотетичны и сами по себе должны быть результатом исследований. Они обычно неустойчивы и всегда субъективны.

Вместе с тем мы полагаем, что определение понятия «рудная формация» будет недостаточным, если оно будет опираться только на особенности минерального состава месторождений, совершенно без учета геологических условий их образования. В этом случае многие сходные по минеральному составу руд, но резко различные по условиям образования месторождения следовало бы объединять в одну рудную формацию. Можно не сомневаться, что это не способствовало бы ни металлогеническим исследованиям, ни разработке классификации рудных месторож-

дений. Мы считаем, что в определение понятия о рудной формации должно входить указание на принадлежность группы месторождений, образующих рудную формацию, к определенному генетическому типу. Как и прежде (Кузнецов, 1966), мы полагаем, что под рудной формацией следует понимать группу месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, причажденными к одному генетическому типу и образовавшимся в близких геологических условиях. Как видно, это определение не отличается от предложенного ранее Е. Е. Захаровым (1959) и Р. М. Константиновым (1965). Напомним, что С. С. Смирнов (1937) также понимал под рудной формацией группу эндогенных рудных образований, объединенных общностью минерального состава, генетических особенностей, геологических условий проявления и сходным экономическим значением. В этом определении подчеркивается, что принадлежность месторождения к данной рудной формации отражает его генетические особенности, т. е. принадлежность к определенному генетическому типу (или группе месторождений) и вместе с тем предопределяет масштаб и качество руд месторождений, т. е. его экономическую перспективность. В этом, между прочим, заключается практическое значение разработки понятия о рудных формациях.

Возникает вопрос, нет ли противоречия между только что сказанным и тем, что было отмечено выше, т. е. тем, что выделение рудных формаций не должно опираться на гипотетические представления о генезисе месторождений и тем более на предположения о генетических связях месторождений с теми или иными магматическими комплексами и формациями. Мы полагаем, что здесь нет никаких противоречий, поскольку отнесение месторождения к тому или иному генетическому типу нередко совершенно очевидное и вовсе не предопределяет до конца его генезис. Так, принадлежность месторождения к генетическому типу (или группе) пегматитовых месторождений обычно бывает вполне очевидна, но при этом существуют различные представления о генезисе самих пегматитов. То же самое имеет место в ряде других случаев. Например, принадлежность месторождений к колчеданному или колчеданно-полиметаллическому типам (группе) бывает вполне очевидной, однако известно, насколько противоречивы современные представления о генезисе колчеданных месторождений. Еще более дискуссионными являются взгляды на генезис свинцово-цинковых стратиформных месторождений, но принадлежность их к достаточно определенному типу (или группе) телетермальных месторождений обычно не вызывает сомнений. Поэтому мы считаем, что принадлежность месторождений к той или иной генетической группе, ни в коей мере не предрешающая представлений о его генезисе, может и должна входить в определение понятия о рудной формации. Видимо, следует согласиться с записанной в решении совещания по проблеме «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока» рекомендацией о необходимости создания современной общей классификации рудных месторождений, основой которой являлось бы представление о рудных формациях, как о «закономерно возникающих генетических группах месторождений, развивающихся в определенных физико-химических условиях и геологической обстановке» («Эндогенные рудные формации Сибири...», 1966, стр. 210).

Существуют различные представления об объеме понятия «рудная формация». Большинство исследователей, следуя в этом отношении за С. С. Смирновым, выделяет в качестве рудных формаций группы месторождений, объединенных общностью определенных устойчивых минеральных ассоциаций. Рудная формация в ряде классификаций рудных месторождений является самым частным подразделением. Большинство исследователей принимает следующую подчиненность элементов систематики рудных месторождений. Эндогенная серия месторождений делит-

ся на группы, в группах выделяются подгруппы или классы, а последние делятся на рудные формации. В. И. Смирнов (1967) выделяет следующие семь групп эндогенных месторождений: 1) магматическую, 2) пегматитовую, 3) карбонатитовую, 4) скарновую, 5) альбититовую, 6) гидротермальную и 7) колчеданную. Гидротермальная группа делится на три класса: а) плутоногенных гидротермальных месторождений, б) вулканогенных гидротермальных месторождений и в) телетермальных месторождений. Подгруппы и классы делятся на рудные формации.

Примерно те же соотношения между генетическими группами месторождений и рудными формациями принимаются И. Г. Магакьяном (1967). Гидротермальная группа месторождений И. Г. Магакьяном разделяется на три подгруппы: высоко-, средне- и низкотемпературную, в каждой из которых выделяется ряд рудных формаций. Кроме того, выделяются телетермальная и субвулканическая группы, в составе которых участвуют свои рудные формации.

По мнению авторов, в гидротермальную группу следует включать следующие подгруппы и рудные формации.

| Подгруппа | Рудная формация |
|---------------------|---|
| Высокотемпературная | Кварц-касситеритовая, кварц-вольфрамит-молибденитовая, кварц-золото-арсенопиритовая и др. |
| Среднетемпературная | Медно-молибденовая, золото-сульфидная, сульфидно-касситеритовая, свинцово-цинковая и др. |
| Низкотемпературная | Золото-серебряная, сурьмяная, ртутная, флюоритовая и др. |

Поскольку рудные формации выделяются как закономерные совокупности парагенетических (равновесных) ассоциаций, которые характеризуют определенные физико-химические и геологические условия рудообразования и геохимический профиль процесса, систематизация месторождений на основе выделения рудных формаций удобна как в генетическом, так и в металлогенетическом плане. Рудная формация как понятие собирательное, абстрактное включает в себя наиболее характерные общие черты данной группы месторождений, отражающие основные закономерности процесса и условий рудообразования для данного формационного типа. Основной задачей формационного анализа и является выявление этих характерных особенностей, которые позволяют определить самостоятельность и границы рудных формаций.

Некоторые исследователи вкладывают в термин «рудная формация» существенно иной смысл и содержание, расширяя объем понятия о рудной формации настолько, что оно в сущности сливается с понятием о генетических типах и генетических группах месторождений. Так, например, в скарновую формацию оказываются объединенными железорудные, вольфрамовые и свинцово-цинковые месторождения, т. е. месторождения различного минерального состава. Нам думается, что это нарушает основной принцип выделения рудных формаций. Напомним, что именно понятие о рудных формациях, как группах однотипных месторождений, объединенных общностью минерального состава, было основой известных классификаций олова (С. С. Смирнова, О. Д. Левицкого, Е. А. Радкевич), молибдена (Н. А. Хрушова), золота (Н. В. Петровской, И. С. Рожкова), ртути (В. А. Кузнецова с соавторами).

Отдельные исследователи еще более расширяют границы и объем понятия о рудной формации. В. С. Кормилицын, например, считает, что «...одна рудная формация может быть представлена многометальным комплексом или семейством месторождений различных генетических ти-

пов (от негматитовых, грейзеновых и скарновых до средне- и низкотемпературных гидротермальных) и разных по своему вещественному составу. Однако общий геохимический «спектр» таких месторождений в каждой конкретной формации является вполне определенным и ограниченным» (Кормилицын, 1968, стр. 144). Как видно, рудной формацией в данном случае именуется более обширная серия месторождений, объединенных предполагаемой генетической связью с определенным магматическим комплексом. Такое определение понятия и объема рудной формации нам представляется неприемлемым по двум причинам. Во-первых, это определение опять-таки нарушает основной принцип выделения рудных формаций (общность минерального состава и генетического типа). Серии месторождений, выделяемые В. С. Кормилицыным в качестве рудных формаций, являются или более широкими по объему рудными комплексами (Билибин, 1947; «Общие принципы регионального металлогенического анализа...», 1957), или генетическими рядами рудных формаций (Константинов, 1965). Во-вторых, как уже было отмечено выше, мы считаем принципиально неверным выделение рудных формаций на основе гипотетических представлений о генетических связях рудных месторождений с теми или иными магматическими комплексами и о генезисе месторождений. Повторяем, что эти представления должны быть целью, а не средством формационного анализа рудных месторождений.

Еще более расширенное и доведенное до крайности представление о рудной формации мы встречаем в работе А. Н. Кена и В. В. Грузы (1966). Эти исследователи выделяют в Алтае-Саянской складчатой области в качестве рудных формаций группы совершенно разнородных месторождений различных генетических типов и разного минерального состава. Например, в так называемую свинцово-ртутно-редкометалльную формацию включены месторождения скарново-магнетитовые, кварц-касситеритовые, молибденово-медные и ряд других, включая золото-серебряные, полиметаллические и ртутные. Объединяются они в одну формацию в сущности совершенно произвольно по признаку предполагаемой генетической связи всех этих месторождений с одной «гранитно-липаритовой» магматической формацией, так называемых поздних этапов развития каледонского Алтае-Саянского подвижного пояса. Такая своеобразная трактовка понятия о рудной формации существенно отличается от предложенной основоположниками учения о рудных формациях и принимаемой подавляющим большинством исследователей. Группы месторождений, объединяемые в отмеченном выше случае как рудные формации, не являются ни рудными формациями, ни рудными комплексами или генетическими рядами рудных формаций. В действительности, это более обширные и разнородные группы месторождений. Как показали результаты детальных исследований геологии и металлогении Алтае-Саянской складчатой области, выполненных большими коллективами, в которых участвовали и авторы, в состав этих групп входят месторождения различного геологического возраста, связанные с разными магматическими комплексами (Кузнецов и др., 1966; Кузнецов, 1967).

Наряду с тенденцией чрезмерно расширять объем понятия о рудной формации, у некоторых исследователей существует обратная тенденция к выделению большого количества рудных формаций, отличающихся одна от другой сравнительно незначительными вариациями минерального состава руд. Особенно явно эта тенденция проявилась в недавних обобщениях по металлогении Узбекистана («Эндогенные рудные формации Узбекистана», 1966, 1968) и в некоторых докладах на V Всесоюзном металлогеническом совещании в г. Фрунзе. При выделении множества рудных формаций существенное значение начинают приобре-

тать такие факторы, как влияние вмещающей среды, характер рудо-контролирующих структур, элементы зональности рудоотложения и другие факторы второго порядка, предопределяющие вариации минерального состава руд и позволяющие выделять минеральные типы руд, но во многих случаях недостаточные для обособления новых рудных формаций. Слишком дробное выделение многих рудных формаций сходного вещественного состава может привести к тому, что формационный принцип анализа потеряет свой глубокий генетический

Вот почему ряд исследователей предлагает выделять в составе рудных формаций субформации и минеральные типы месторождений и руд. Так, Е. А. Радкевич (1956) в составе сульфидно-касситеритовой формации выделяет три минеральных типа: арсенипирит-пирротиновый, галенит-сфалеритовый и касситерит-карбонатный. Мы предложили (Кузнецов и др., 1966) разделить ртутную формацию по местным особенностям минерального состава руд на три субформации: собственно ртутную, сурьяно-ртутную и мышьяково-ртутную. В свою очередь собственно ртутная субформация в Алтае-Саянской рудной провинции разделяется на четыре минеральных типа: 1) магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственитовый), 2) карбонатно-киноварный; 3) кварцево-киноварный, 4) баритово-киноварный. Для Тянь-Шаньской ртутной провинции в составе той же субформации оказывается, кроме того, характерным флюорито-киноварный тип руд.

Формационный анализ, выделение рудных формаций и минеральных типов руд и месторождений, способствует познанию генетических особенностей и условий образования месторождений. Рудные формации являются основным элементом классификации месторождений. Как уже отмечено, на формационной основе разработан ряд классификаций оловянных, молибденовых, золоторудных, редкометальных, ртутных и других месторождений. Но систематика месторождений на основе выделения рудных формаций не может и не должна противопоставляться систематикам месторождений по другим признакам. Существуют, например, чрезвычайно важные в практическом отношении классификации, основанные на выделении структурных типов месторождений и рудных залежей. Многообразие морфологических особенностей месторождений и рудных тел различных рудных формаций зависит от структурно-геологических условий локализации оруденения, интенсивности процессов рудобразования и гидротермального метаморфизма вмещающих пород, от способов отложения рудного вещества и т. д. Выделение структурно-морфологических типов рудных тел и месторождений является частью характеристики основных формационных черт рудных месторождений. Однако поскольку они отражают лишь одну сторону процесса рудообразования, структурные классификации рудных месторождений не имеют самостоятельного генетического смысла, а являются лишь дополнительным элементом анализа закономерностей образования рудных месторождений.

Методы выделения рудных формаций и их особенности для различных генетических типов и групп рудных месторождений

Развитие учения о рудных формациях показало, что оно является частью учения о геологических формациях вообще и дальнейшим этапом типизации и обобщений в учении о рудных месторождениях и металлогении. Рудные формации по существу являются составной частью геологических формаций, представляющих в понимании Н. С. Шатского,

Н. П. Хераскова и других исследователей естественные ассоциации горных пород и сопутствующих им минеральных образований, отдельные части которых парагенетически связаны друг с другом. Основным предметом учения о рудных формациях являются группы однотипных месторождений, закономерно возникающие в определенных физико-химических условиях и геологической обстановке. Это определяет глубокую генетическую сущность рудных формаций, образующихся как следствие закономерного проявления в природе определенных магматических, тектонических и других процессов, имеющих непосредственное влияние на образование рудных месторождений.

Важным этапом исследований последних лет является выделение рудных формаций для большого количества месторождений различных металлов и различных генетических типов. Утверждение рудной формации в качестве объективно существующей и закономерно возникающей в ходе геологического развития группы месторождений с вполне определенными присущими ей индивидуальными чертами требует углубленного изучения закономерностей формирования отдельных формационных типов рудных месторождений как основы учения о рудных формациях.

Первой и наиболее существенной задачей формационного анализа рудных месторождений является отработка принципов и методов выделения рудных формаций месторождений различных генетических типов и групп. Если конечной целью формационного анализа является выяснение генезиса месторождений, то выделение рудных формаций может проводиться, безусловно, только на основе учета объективных критериев, исключая возможное влияние субъективных, нередко спорных генетических представлений. Основой формационного анализа рудных месторождений, как и формационного метода в геологии вообще, является парагенетический принцип анализа, причем использование этого принципа, являющегося наиболее объективным и дающего возможность проводить оценку геологических явлений с количественной и качественной сторон, при анализе рудных месторождений позволяет учитывать не только минеральные парагенезисы, но и весь комплекс закономерно проявляющихся в ассоциации с оруденением пород, околорудных изменений, элементов тектоники, магматизма и других особенностей геологической обстановки. Только подобный широкий подход в парагенетическом анализе рудных месторождений может охватить все многообразие факторов, определяющих их формирование и выработать объективные критерии и методы формационного анализа.

Многие дискуссионные вопросы в решении конкретных задач формационного анализа рудных месторождений возникают из-за двух причин. Во-первых, часто четко не разграничивают или просто смешивают понятие о рудной формации (как объективно существующей, закономерно возникающей в природе группе однотипных месторождений определенного состава) с вопросами методики и техники выделения этих групп. Во-вторых, выделение формаций нередко проводится при ограниченном количестве геологической информации и существовании противоречивых субъективных суждений о генезисе месторождений. Говоря о рудных месторождениях, невозможно отрицать важной, решающей роли в их образовании геологической обстановки, совокупности магматических, тектонических и других факторов, обуславливающих образование конкретной группы месторождений. Однако совершенно ясно, что наибольшее количество информации, поддающейся объективному учету и характеризующей специфику именно данной группы месторождений, физико-химические условия ее образования, геохимию процесса и способ рудоотложения, заключают в себе сами руды и околорудные метасоматиты. Отсюда ясно, что в основу изучения и выделения рудных формаций

должно быть положено в первую очередь изучение вещественного состава руд и устойчивых минеральных парагенезисов, характеризующих данную формацию и те условия, которым они обязаны своим возникновением.

Использование минеральных парагенезисов как основного звена парагенетического анализа в методике изучения и выделения рудных формаций отнюдь не принижает значение других факторов, определяющих основные формационные черты данной группы месторождений. Дело в том, что парагенетические ассоциации минералов представляют собой устойчивые системы, позволяющие строго оценить основные физико-химические параметры рудообразования, подойти к выделению рудных формаций с мерой и весом, что особенно подчеркивал С. С. Смирнов, и избежать элементов субъективизма в решении ряда генетических вопросов, особенно на первых этапах исследований.

Но одностороннее увлечение изучением и выделением рудных формаций по минеральному составу месторождений без учета всего комплекса условий, определяющих их формационную принадлежность, сильно сужает возможности метода и противоречит его существу. Подобный формальный подход может привести к ряду существенных ошибок, а для многих групп месторождений просто не применим. Не предпринимая окончательно выводов о генезисе месторождений, можно сказать, что каждому формационному типу месторождений соответствует комплекс геологических условий, определяющих образование этого типа и повторяемость его в различных районах. Без учета геологических данных принципиальная характеристика формационного типа будет невозможна или неполна.

Надо иметь в виду, что минеральный состав рудных залежей иногда совершенно не отражает индивидуальных особенностей данной рудной формации. Например, телетермальные свинцово-цинковые стратиформные месторождения типа Миссисипи-Миссури, Кара-Тау и метасоматические трубообразные залежи низкотемпературных галенит-сфалеритовых руд в известняках «хакасского типа» (Булытников, 1960) обладают принципиально сходным составом, залегают в однотипных породах и, как правило, имеют слабые проявления околорудного метасоматизма. По характеру минеральных парагенезисов это однотипные образования, по структурно-морфологическим же чертам рудных залежей, текстурно-структурным особенностям руд и региональным закономерностям размещения оруденения — это совершенно различные группы месторождений (рудные формации), принципиально отличающиеся геологическими условиями образования, прогнозно-поисковыми критериями и промышленной значимостью. Для стратиформных месторождений свинца и цинка (типа Миссисипи-Миссури и Кара-Тау) характерны: обычное отсутствие на их площадях изверженных пород, дериватами которых они могли бы являться; частая пластовая форма рудных залежей вкрапленных руд в сочетании с крутопадающими секущими рудными залежами жильного типа; выдержанная стратиграфическая позиция; развитие пострудных складчатых и разрывных деформаций; сравнительно простой минеральный состав руд (В. И. Смирнов, 1966). Для месторождений «хакасского типа» характерны: тесная пространственная приуроченность к горизонтам карбонатных пород, трещинно-метасоматический характер рудных залежей со сложной морфологией, относительная простота минерального состава, существенно свинцовый состав руд, почти полное отсутствие барита, слабое проявление околорудных изменений.

Чтобы понять значение учета геологических условий при выделении рудных формаций, достаточно указать, что характеристика формации медистых песчаников без учета вмещающих красноцветных отложений не была бы полной, так же, как практически невозможно выделение

рудных формаций магматических месторождений без учета состава и формационного типа вмещающих их магматических образований.

Для каждой генетической группы рудных месторождений учет геологических факторов при формационном анализе имеет свои особенности. Это достаточно полно отражено в последних классификациях рудных месторождений на формационной основе для группы магматических месторождений М. Н. Годлевским, для пегматитовых В. Д. Никитиным, для карбонатитовых А. И. Гинзбургом и Е. М. Эпштейном, для грейзеновых Г. Н. Щербой и для вулканогенных гидротермальных месторождений В. Н. Котляром (В. И. Смирнов и др., 1968), а также в отмеченных выше классификациях месторождений по отдельным металлам.

Вопрос о выделении рудных формаций особенно актуален при формационном анализе рудных месторождений, близких в генетическом отношении, но в составе минеральных парагенезисов имеющих ряд существенных особенностей, обусловленных геохимической и металлогенической спецификой отдельных регионов. Условность границ рудных формаций, объединяющих подобные месторождения, существование целого ряда общих признаков геохимического и генетического плана позволяют объединять такие рудные формации в группы родственных в минералого-геохимическом отношении рудных формаций. В частности, такую группу представляют многочисленные разновозрастные месторождения молибдена, олова, вольфрама и редких металлов грейзенового типа. Все эти месторождения могут быть объединены в тесно связанные рудные формации—молибдено-редкометалльно-вольфрамовую и вольфрамо-редкометалльно-оловянную. Связующим звеном между этими формациями являются вольфрамовая и редкометалльная минерализации. Молибденовая же и оловянная минерализации, напротив, придают им специфику. Проявляющийся в природе некоторый антагонизм между оловом и молибденом, характерный для большинства месторождений грейзенского типа и четко выраженный в металлогении отдельных регионов, обуславливает существование этих двух геохимических родственных рудных формаций.

Большие трудности возникают при формационном анализе полигенных групп месторождений, обладающих рядом признаков конвергенции и, в частности, сходством минерального состава руд. Примером могут служить колчеданно-полиметаллические рудные залежи. В этом случае необходим более широкий подход к систематике месторождений с учетом их генетических черт и геологических условий образования, а не группировка по формально-минералогическим признакам. Выделение рудных формаций на основании изучения минерального состава руд подобного типа месторождений не всегда дает положительные результаты и возможно, поскольку именно в сходимости их черт и проявляется их конвергентность. Объединение в одну рудную формацию месторождений, имеющих сходный состав, но явно различных по условиям образования, на основании связей с теми или иными процессами магматизма и тектонического развития, было бы так же абсурдно, как, например, объединение в одну магматическую формацию всех гранитов или других близких по составу пород, образующих при сходстве состава резко различные в генетическом отношении группы или формационные типы. При формационном анализе этих групп месторождений целесообразно идти по пути расчленения их на самостоятельные рудные формации, имеющие четкую генетическую характеристику. Это позволит правильно оценить перспективы и направить поиски в конкретных рудных районах. Объединение сходных по минеральному составу, но принципиально различных по генезису месторождений (так называемых конвергентных типов месторождений) в одну рудную формацию возможно лишь на определенном этапе исследований, когда не все основные вопросы генезиса месторож-

дений достаточно ясны и выделение рудных формаций производится главным образом на основании изучения минеральных парагенезисов и общих геологических условий. Степень изученности колчеданно-полиметаллических месторождений уже позволяет с достаточной определенностью выделить среди них формацию вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений и формацию плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений с характерными для каждой из них чертами магматического и структурно-литологического контроля.

К формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений, основа для выделения которой была заложена трудами академика А. Н. Заварицкого, на основании многочисленных детальнейших исследований можно отнести большинство месторождений Урала, Кавказа, Казахстана, Тувы, Бурятии и Курильских островов, генетически связанных с проявлениями базальтоидного магматизма ранних этапов развития геосинклиналей. В. И. Смирновым (1967) среди этой обширной группы месторождений выделяются три класса: а) метасоматические колчеданные месторождения, возникшие на путях фильтрации поствулканических гидротермальных растворов; б) вулканогенно-осадочные колчеданные месторождения, сформированные из поствулканических металлоносных растворов, достигших дна геосинклинального моря; в) комбинированные колчеданные месторождения, которые в своих нижних частях представляют метасоматические тела среди эффузивов, а кверху переходят в вулканогенно-осадочные пластовые залежи. Основой для выделения этих типов по существу служат условия отложения рудного вещества, поступающего из одних и тех же источников рудообразующих гидротермальных растворов, а иногда и из единых гидротермальных систем, что особенно отчетливо проявляется на месторождениях комбинированного типа. Поэтому выделенные типы можно считать субформациями и отнести их к единой рудной формации.

Кроме того, совершенно четко обособляется группа колчеданно-полиметаллических месторождений, представленных гидротермально-метасоматическими залежами, близкими по минеральному составу и условиям залегания к выделенной выше формации, но имеющими явно посткладчатый характер и значительно оторванными по времени формирования от вмещающих вулканогенно-осадочных толщ. Характерной особенностью этой группы колчеданно-полиметаллических месторождений является их связь с теми процессами базальтоидного магматизма, которые проявляются на поздних, орогенных этапах развития геосинклинальных областей в зонах долгоживущих глубинных разломов в виде комплексов самостоятельных малых интрузий. Именно эта особенность, а также генетическая самостоятельность указанной группы месторождений, несмотря на большое сходство многих их черт с месторождениями вулканогенной колчеданно-полиметаллической формации, позволяют выделить самостоятельную формацию плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений. К ней можно отнести большинство колчеданно-полиметаллических и баритово-полиметаллических месторождений Рудного Алтая и Салаира.

Возможно, в дальнейшем среди сложной группы колчеданно-полиметаллических месторождений на основе уточнения генетических представлений будут выделены некоторые новые типы или рудные формации, в частности, связанные с габбро-плагиогранитным магматизмом ранних стадий развития подвижных зон.

Аналогичным примером месторождений с большим сходством минерального состава, морфологических черт и других особенностей строения рудных залежей является группа жильных кварцево-золоторудных месторождений. Она включает месторождения, связанные с процессами кислого и основного магматизма и метаморфогенные, образовавшиеся

за счет мобилизации вещества вмещающих пород, т. е. месторождения заведомо различных формационных типов.

Таким образом, можно еще раз подчеркнуть, что главное при выделении рудных формаций — это выявление общности состава и геологической обстановки формирования однотипных месторождений, а также объективность учета основных значимых признаков, присущих данной рудной формации. Некоторые же спорные признаки, особенно представления о генезисе, на стадии выделения рудных формаций могут быть опущены и должны стать целью исследований.

При ведущей роли учета состава минеральных парагенезисов, значимость других признаков при формационном анализе для различных генетических групп месторождений будет различна, в соответствии с чем и методы выделения рудных формаций для различных групп месторождений также могут существенно отличаться. Это видно и из практики применения формационного анализа. Так, учет признаков прямой генетической связи ильменит-магнетитовых, хромитовых, медно-никелевых и других магматических месторождений с интрузивными образованиями вполне оправдан, вплоть до выделения рудно-магматических формаций (В. И. Смирнов и др., 1968). То же характерно для групп скарных и грейзеновых месторождений. Для месторождений же с парагенетической формой связи с процессами магматизма решающими факторами являются: анализ минеральных парагенезисов руд и околорудных метасоматитов, широкое применение физико-химического анализа условий возникновения парагенезисов, количественно-минералогическая оценка минерального состава руд.

При формационном анализе и разработке методов прогнозирования особенно спорных в отношении генезиса групп месторождений, таких как: телетермальных месторождений золотоносных конгломератов, телетермальных свинцово-цинковых месторождений, некоторых месторождений ртути и других — обещающие результаты может дать применение методов математической статистики, теории вероятности, математической логики (Дмитриев и др., 1966; Константинов, 1969; Иванов, 1969).

Применение различных методов выделения рудных формаций как объективно существующих однотипных групп месторождений обусловлено многообразием и сложностью природных процессов, приводящих к образованию устойчивых минеральных ассоциаций, выделяемых в качестве рудных формаций. Следует специально подчеркнуть, что, учитывая многообразие возможных подходов к выделению рудных формаций, нельзя признать правильными попытки унифицировать методы, пригодные для выделения рудных формаций отдельных групп месторождений, для формационного анализа в целом.

Вопросы систематики. Рудные формации, рудные комплексы и серии рудных формаций

Особенно существенным может быть значение формационного метода исследования для металлогенического анализа и для выяснения закономерностей размещения рудных месторождений. Как справедливо отметили Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1965), именно рудные формации определяют металлогенический профиль зон и поясов. Для целей металлогенического анализа термины: меднорудный пояс, меднорудная провинция и т. п. — являются недостаточно конкретными, поскольку ничего не говорят о формационном типе месторождений и о металлогеническом типе соответствующих поясов и провинций. Значительно больше

информации содержится в понятиях о поясе развития медно-колчеданной, или медно-порфировой формации, или телетермальной формации медистых песчаников и т. д.

Для целей металлогенического анализа, а также и для систематики месторождений, большое значение может иметь рациональное объединение рудных формаций в комплексы, генетические ряды, группы и серии рудных формаций. Особенно важным нам представляется выделение рудных комплексов (комплексов рудных формаций, генетических рядов рудных формаций) и разработка соответствующих понятий. Рациональность представления о комплексе рудных формаций для целей металлогении обусловлена тем, что, как правило, с одной магматической формацией или с конкретным магматическим комплексом, генетически связывается обычно несколько, иногда ряд или серия, рудных формаций.

Примером может быть комплекс рудных формаций, обычно генетически связанных с магматической формацией альпинотипных гипербазитов. В этот рудный комплекс входят хромитовая, хризотил-асбестовая и тальковая формации.

Вторым примером может служить рудный комплекс, генетически связанный с основными интрузиями трапповой магмы на платформах. В состав этого рудного комплекса входят рудные формации: медно-никелевая сульфидная, магнезиоферритовая (магномagnetитовая) гидротермальная, свинцово-цинковая телетермальная и телетермальная формация исландского шпата.

Примером рудных комплексов еще более сложного состава могут быть серии рудных формаций, генетически связанные с гранитными интрузивными комплексами сининверсионного типа складчатых областей юга Сибири. В состав таких рудных комплексов иногда входят следующие рудные формации: 1) берилловая пегматитовая, 2) гельвинсодержащая скарновая, 3) вольфрам-молибденовая с бериллом грейзеновая, 4) кварцево-вольфрам-молибденовая гидротермальная, 5) кварцево-шеелитовая гидротермальная.

Как видно, рудные комплексы первого и третьего примеров являются «рудными сериями» С. С. Смирнова (1944), т. е. группами генетически родственных последовательно появляющихся во времени месторождений, связанных с интрузиями, имевшими различную металлогеническую специализацию. Такие рудные серии некоторые исследователи (С. С. Смирнов, О. Д. Левицкий, А. Е. Радкевич) выделяют в качестве генетических рядов рудных формаций.

Понятие о генетических рядах рудных формаций подробно рассмотрено Р. М. Константиновым, И. Н. Томсоном и О. П. Поляковой (Томсон и др., 1964, 1968; Константинов, 1965). Этими исследователями выделяются различные типы генетических рядов, причем развиваются понятия о горизонтальных и вертикальных рядах рудных формаций. Вертикальным называется возрастной ряд последовательно образующихся рудных формаций, генетически связанных с каким-то общим магматическим комплексом. Горизонтальный ряд могут образовать разновозрастные, однотипные, но различные по минеральному составу рудные формации, составные члены различных вертикальных рядов.

Дальнейшая разработка понятия о рудных (минералого-геохимических) комплексах как генетических рядах рудных формаций и выделение различных типов этих комплексов являются важнейшей задачей, очередным этапом в развитии учения о рудных формациях. Эта работа представляется особенно нужной для целей металлогенетического анализа. И. Г. Магакьян (1967) наметил несколько типовых рядов рудных формаций и подчеркнул, что практический смысл выделения рядов рудных формаций заключается в целеустремленном направлении и выявлении недостающих (неизвестных пока) звеньев ряда, характерного для

определенной геологической обстановки. Разработка вопроса о генетических рядах рудных формаций важна и в теоретическом плане. Установление генетических связей рудных формаций с магматическими комплексами и взаимосвязей между рудными формациями — членами генетического ряда — весьма важно для решения вопроса о генезисе месторождений, о стадийности процесса рудообразования, о гипогенной рудной зональности и т. д.

Выделение рудных комплексов как генетических рядов рудных формаций является в ряде случаев достаточно сложной задачей и может быть осуществлено лишь в результате специальных исследований. Следует заметить, что многие рудные комплексы, выделенные, например, авторами сборника «Общие принципы регионального металлогенетического анализа...» (1957), не могут рассматриваться как генетические ряды рудных формаций или рудные серии С. С. Смирнова, поскольку они в большинстве составлены из разрозненных рудных формаций, развитых в совершенно различных районах и генетически связанных с различными магматическими комплексами. Иногда высказывались предположения о наличии весьма широких, почти всеобъемлющих рядов рудных формаций, генетически связанных с гранитными интрузиями. В эти ряды включалась почти вся гамма пегматитовых, грейзеновых и гидротермальных месторождений — от редкометальных и оловянных до полиметаллических и сурьмяно-ртутных включительно. Как видно, в основе выделения такого рода рядов рудных формаций были господствовавшие в свое время представления о том, что главным, если не единственным, источником эндогенного оруденения являются гранитные батолиты. В настоящее время эти представления не поддерживаются большинством исследователей, и, очевидно, понятия о всеобъемлющих рядах рудных формаций, включающих всю гамму гидротермальных месторождений, должны быть оставлены.

Развитие представлений о генетических рядах рудных формаций должно опираться на современный уровень знаний о типах магм и магматических формаций, а также на современные сведения о полигенности рудообразующих растворов, о различных источниках рудного вещества в эндогенных месторождениях. Как показано в работах В. И. Смирнова (1969) и Ф. К. Шипулина (1969), в настоящее время есть основания выделять связанные с различными источниками вещества следующие обособленные генетические серии рудных формаций¹.

1. Серия рудных формаций, связанных с ультраосновными мантийными магмами. Ряды рудных формаций, имеющих связь:

а) с альпинотипными гипербазитами: хромитовая, хризотил-асбестовая, тальковая;

б) с ультраосновными щелочными интрузиями и кимберлитами: карбонатитовая редкоземельная, алмазная и др.

2. Серия рудных формаций, связанных с основными базальтоидными подкоровыми магмами. Ряды рудных формаций, имеющих связь:

а) со спилит-кератофировыми и другими вулканогенными комплексами геосинклиналей: колчеданно-полиметаллическая, кремнисто-железурудная, марганцовая и др.;

б) с габброидными интрузивными комплексами геосинклиналей: титаномагнетитовая магматическая, железорудная скарновая, сульфидная медно-никелевая, мышьяково-серебро-кобальтовая гидротермальная, колчеданно-полиметаллическая, сульфидно-касситеритовая, кварцево-золоторудная и др.;

¹ Серии рудных формаций являются более крупными группами месторождений, включающими несколько рудных комплексов (генетических рядов рудных формаций).

в) с основными трапповыми комплексами платформ: магномагнетитовая железорудная, сульфидная медно-никелевая, свинцово-цинковая гидротермальная и др.;

г) с основными малыми интрузиями в областях активизации древних складчатых систем и платформ: свинцово-цинковая гидротермальная, золото-серебряная, флюоритовая, ртутно-сурьмяно-вольфрамовая, ртутная и др.;

д) с вулканическими и вулканоплутоническими комплексами, производными основных подкоровых очагов в молодых складчатых областях: медно-молибденовая, золото-полиметаллическая, олово-полиметаллическая, оловянная риолитовая, золото-серебряная, сурьмяная, ртутная и др.

3. Серия рудных формаций, связанных с гранитоидными внутрикоровыми магмами существенно палингенного типа.

Ряды крупных формаций, имеющих связь:

а) с гранитными комплексами (формацией гранитных батолитов): литий-берилловая пегматитовая, слюдяных пегматитов, редкометальная скарновая, редкометальные альбититовая и грейзеновая, кварц-касситеритовая, кварц-вольфрамит-молибденитовая и кварц-золоторудная гидротермальные и др.;

б) с субвулканическими гранитоидными комплексами: медно-молибденовая, корундовая и др.;

в) с субщелочными и щелочными комплексами: апатит-нефелиновая, редкоземельная альбититовая, пироклор-циркониевая гидротермальная и др.

4. Серия рудных формаций, не обнаруживающих связи с магматическими комплексами, а образованных благодаря мобилизации рудного вещества из вмещающих толщ: метаморфогенно-гидротермальная кварц-золоторудная, телетермальные свинцово-цинковая и медная (медистых песчаников), ртутная и др.

Таким образом, родственные группы рудных формаций образуют генетические ряды формаций, или рудные комплексы. В свою очередь группы рудных комплексов образуют обособленные генетические серии рудных формаций. Приведенная схема является предварительной и в известной мере идеализированной. Выделение рудных комплексов и серий рудных формаций должно быть результатом специальных исследований конкретных объектов.

Поставленные в статье вопросы касаются только некоторых основных проблем формационного анализа рудных месторождений, являющегося общей прикладной частью учения о рудных формациях. Дальнейшее развитие этого направления, необходимость углубленной разработки и создание учения о рудных формациях ставят на данном этапе такие первоочередные задачи, как: 1) характеристика главных формационных типов рудных месторождений основных генетических групп на основе углубленного изучения типовых месторождений отдельных рудных формаций как основы их генетической характеристики; 2) дальнейшее изучение рудных комплексов (генетических рядов рудных формаций), связанных с определенными магматическими формациями и процессами; 3) детализация и дальнейшее углубление представлений о генетических рядах и генетических сериях рудных формаций как основы типизации и сравнительного анализа рудных районов и металлогенических провинций и 4) создание общей классификации рудных месторождений, в основу которой будут положены рудные формации как группы месторождений определенного состава, закономерно возникающие в определенных физико-химических условиях и геологической обстановке.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г.* О минераграфии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
- Билибин Ю. А.* Общие принципы металлогенических исследований.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Билибин Ю. А.* Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 4.
- Булыничков А. Я.* О своеобразном полиметаллическом (существенно цинковом) оруденении Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна.— В сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Изд-во АН КазССР, 1960.
- Вопросы металлогении ртути. Изд-во «Наука», 1968.
- Геология олова. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота.— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 76.
- Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан), т. I—VI. Алма-Ата, 1967—1969.
- Горжевский Д. И.* О металлогеническом значении рудных формаций.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 6.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд-во «Недра», 1965.
- Дмитриев А. Н., Журавлев Ю. Н., Кренделев Ф. П.* О математических принципах классификации предметов и явлений.— В сб. «Дискретный анализ», № 7. Изд-во СО АН СССР, 1966.
- Захаров Е. Е.* К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Захаров Е. Е.* Опыт металлогенического районирования Европы.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
- Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузубный В. С.* Рудные формации Рудного Алтая. Изд-во АН КазССР, 1961.
- Иванов О. П.* Формационный анализ слюдорудных месторождений Яно-Борудакского района.— В сб. «Магматизм и связь с ним рудообразования». Якутск, 1969.
- Кен А. Н., Груза В. В.* Эндогенные месторождения Алтае-Саянской складчатой области и закономерности их размещения.— В сб. «Закономерности размещения эндогенных рудных месторождений СССР». Л., изд-во «Недра», 1966.
- Константинов Р. М.* Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях.— В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.
- Константинов Р. М.* Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья).— В кн.: «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Константинов Р. М.* О статистической обоснованности связей металлогенических факторов.— Сов. геология, 1968, № 2.
- Константинов Р. М.* Рудные формации, математические и кибернетические методы их изучения.— В сб. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. Изд-во «Наука», 1969.
- Кормилицын В. С.* Общие принципы выделения магматических и рудных формаций в зонах мезозойской тектонической активизации Забайкалья.— Геологические формации. Материалы совещания. Л., 1968.
- Кузнецов В. А.* Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа.— В кн. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Кузнецов В. А.* Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VIII. Изд-во «Наука», 1967.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др.* Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области. СО АН СССР, 1966.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Васильев В. И.* Опыт систематики рудных месторождений Сибири и Дальнего Востока на формационной основе.— В кн. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Магакьян И. Г.* Главные промышленные семейства и типы руд.— Записки Всес. мин. об-ва, 1950, ч. 79, вып. 4.
- Магакьян И. Г.* Опыт классификации рудных формаций СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.
- Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.
- Обручев В. А.* Рудные месторождения. М.— Л., изд-во Моск. Горн. акад., 1928.
- Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Госгеолтехиздаг, 1957.
- Петровская Н. В.* К вопросу о минералогической классификации типов первичных золотоносных руд СССР.— Труды НИГРИ Изолото, 1955, вып. 20.
- Петровская Н. В.* Характер золотоносных ассоциаций и формаций золотых руд СССР.— В кн. «Генетические проблемы руд». Изд-во «Наука», 1960.
- Радкевич Е. А.* К вопросу о классификации оловорудных месторождений.— Изв.

- АН СССР, серия геол., 1956, № 6.
- Рожков И. С.* Генетические типы месторождений золота и их положение в геотектонических структурах.— Геол. и геофиз., 1968, № 7.
- Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Под ред. И. Х. Хамрабаева. Ташкент, изд-во «Фан», 1968.
- Смирнов В. И.* На международном симпозиуме по генезису стратиформных свинцово-цинково-барит-флюоритовых месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 4.
- Смирнов В. И.* О классификации магматогенных рудных месторождений.— Вестник МГУ, 1967, № 5.
- Смирнов В. И.* Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 3.
- Смирнов В. И., Годлевский М. П., Никитин В. Д. и др.* Генезис эндогенных рудных месторождений. Изд-во «Недра», 1968.
- Смирнов С. С.* Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 5.
- Смирнов С. С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолгиздат, 1944.
- Смирнов С. С.* О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, 2 серия, 1947, ч. 76, вып. 1.
- Соколов Г. А.* Типы и условия образования магматогенных железных руд.— В кн. «Железородная база черной металлургии СССР». Изд-во АН СССР, 1957.
- Твалчрелидзе Г. А.* Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Твалчрелидзе Г. А.* Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). Изд-во «Недра», 1966.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П.* О генетических рядах рудных формаций Забайкалья.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 2.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П.* О системах повторных генетических рядов рудных формаций как основном выражении закона их множественности.— В сб. «Геологические формации». Л., 1968.
- Усов М. А.* Краткий курс рудных месторождений. Томск, Издатком, 1931.
- Херасков Н. П.* Тектоника и формации. Избр. труды. Изд-во «Наука», 1967.
- Хрущов Н. А.* Классификация месторождений молибдена.— Геол. рудн. месторожд., 1959, № 6.
- Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. ИЛ, 1958.
- Шипулин Ф. К.* Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании.— В сб. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрографии и минералогии», т. 1. Изд-во «Наука», 1969.
- Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. Под ред. В. А. Кузнецова. Изд-во «Наука», 1966.
- Эндогенные рудные формации Узбекистана, т. I, II. Под ред. А. А. Малахова. Ташкент, изд-во «Фан», 1966, 1968.

РТУТНЫЕ ФОРМАЦИИ И ПРОВИНЦИИ СССР

В. А. Кузнецов

Работами многих исследователей, среди которых следует назвать С. Кристи, Г. Беккера, И. Кнокса, Р. Дрейера, А. А. Саукова, В. И. Смирнова, В. Э. Пояркова, Е. Е. Захарова, В. П. Федорчука, Э. Бэйли, Д. Уайта и других, установлено, что практически все ртутные месторождения мира имеют гидротермальный генезис и принадлежат к одному генетическому типу низкотемпературных гидротермальных месторождений. В классификации В. Линдгрена ртутные месторождения относятся к группе эпитермальных. В. И. Смирнов (1967) относит ртутные месторождения к группе гидротермальных, классам вулканогенных и телетермальных месторождений. Месторождения ртути осадочного и метаморфогенного типов неизвестны, хотя, по-видимому, можно допустить возможность концентрации ртути в определенных геологических условиях в процессе осадочного и особенно вулканогенно-осадочного литогенеза. По мнению некоторых исследователей, в том числе В. Т. Сургая, часть ртутных месторождений, считающихся в настоящее время телетермальными, следует относить к осадочным.

По мнению многих исследователей, ртутные месторождения могут быть в равной степени связанными как с основными, так и с кислыми по составу магмами. Являясь низкотемпературными и удаленными от магматического очага, они, как правило, не обнаруживают прямых генетических связей с обнаженными в соответствующих районах магматическими образованиями. И. Г. Магакьян (1955) выделял два типа ртутных месторождений: а) сформированных на умеренных глубинах, связанных с умеренно кислыми гранитоидными очагами, не вскрытыми на поверхности, б) образованных на малых глубинах и в приповерхностных условиях в связи с вулканической деятельностью и горячими минеральными источниками.

Анализ этого вопроса и материалы наших исследований в различных районах СССР позволяют сделать вывод о том, что по геологическим условиям, в том числе по отношению к магматическим образованиям, могут выделяться три группы ртутных месторождений.

Первая группа — это ртутные месторождения и рудопоявления, распространенные в областях современного и недавнего вулканизма и связанные с горячими источниками и фумарольной деятельностью. Представителями этой группы являются известные месторождения Стимбоот-Спрингс и Сульфур-Бэнк в США, месторождения Новой Зеландии, ряд месторождений Мексики, Перу, Чили, Японии, а также рудопоявления в фумарольном поле вулкана Менделеева на о-ве Кунашир и некоторые рудопоявления Камчатки, в том числе горячих источников Апапель и кальдеры Узон. К этой же группе относят одно из крупнейших в мире ртутных месторождений Монте-Амиата в Италии, а также месторождения Закарпатской области и некоторые месторождения Кавказа. Для этой группы особенно характерны месторождения так называемого опалитового типа, которые могут выделяться в качестве ртутной опалитовой формации. Для околорудных гидротермальных изменений вмещающих пород особенно характерны окремнение (опализация), аргиллизация,

алунитизация, пропилитизация. Для месторождений этой группы в некоторых случаях довольно надежно устанавливается парагенетическая связь оруденения с проявлениями синхронного или близкого по возрасту вулканизма, причем в большинстве случаев, если не повсеместно, обнаруживается связь ртутного оруденения с проявлениями основного базальтоидного вулканизма, принадлежащими главным образом к андезито-базальтовой группе магматических формаций. Намечается генетическая связь оруденения с глубинными подкоровыми очагами базальтоидной магмы. Эту группу, очевидно, следует выделять как группу вулканогенных гидротермальных месторождений.

Вторую группу образуют месторождения, расположенные вне областей современного или синхронного с оруденением вулканизма и связанные обычно с зонами глубинных разломов, сопровождающихся гипербазитовыми поясами, а также полями развития посторогенных самостоятельных малых интрузий основного состава. К этой группе относятся месторождения Алтае-Саянской рудной провинции (Акташское, Чагану-зунское и ряд других), часть месторождений Тянь-Шаня (Чонкойское, Сымапское и др.), месторождения Верхояно-Колымской рудной провинции, Никитовское месторождение в Донбассе. В эту же группу, по-видимому, входят известное месторождение Альмаден в Испании, ряд месторождений США, в том числе Нью-Альмаден и Нью-Идрия, и многие другие. Месторождения эти относятся к ртутной формации, причем руды чаще представлены листовенитовым, карбонатно-киноварным, кварцево-киноварным, баритово-киноварным и другими минеральными типами. Типичные окolorудные гидротермальные изменения — листовенитизация, окварцевание, аргиллизация. Как отмечено, для месторождений этой группы характерна структурная связь с глубинными разломами и ассоциация с полями развития малых интрузий основных пород: диабазов и лампрофиров, которые в ряде районов явно не связаны с гранитоидами, а являются производными глубинного базальтоидного подкорового магматизма. В некоторых случаях устанавливается возрастная близость оруденения и непосредственно предшествующих ему дайковых комплексов базальтоидных пород. Как видно для данной группы месторождений возможно говорить о парагенетической связи оруденения с соответствующими комплексами самостоятельных малых интрузий и предполагать наличие отдаленной генетической связи оруденения с глубинными подкоровыми магматическими очагами. Эту группу следует выделять как группу эпитеpmальных (плутоногенных гидротермальных низкотемпературных) месторождений.

Наконец, в третью группу выделяются телетермальные ртутные месторождения, не обнаруживающие связей ни с глубинными разломами, ни с проявлениями магматизма. К этой группе относятся некоторые месторождения Северо-Западного Кавказа (Демидова, 1964), ряд месторождений Средней Азии, месторождения Юго-Восточного Китая (Федорчук, 1964). Месторождения относятся к ртутной рудной формации. Для этой группы можно считать наиболее вероятной весьма отдаленную генетическую связь оруденения с нескрытыми в данных районах глубинными магматическими очагами.

Таким образом, на вопрос о связи ртутного оруденения с магматизмом вообще и о связи его с определенным типом магм в настоящее время можно дать более или менее определенный ответ. Имеется материал для суждения о наличии закономерных связей между ртутным оруденением и проявлениями магматизма некоторых типов. В свете современных представлений о типах магм и магматических очагов наиболее обоснованным представляется вывод о преимущественной связи ртутного оруденения с базальтоидным магматизмом, с деятельностью глубинных подкоровых магматических очагов.

Значительно меньше достоверных данных о связи ртутного оруденения с внутрикоровым гранитоидным магматизмом. Одним из районов, где такая связь обосновывалась, является Мяо-Чанский (или Комсомольский) оловорудный район на Дальнем Востоке. В оловянно-сульфидных рудах этого района отмечается присутствие ртути, а в некоторых ртутных рудопроявлениях установлено повышенное содержание олова. В размещении ртутных рудопроявлений по отношению к оловянным площадям и гранитоидным массивам отмечалось подобие температурной зональности, в связи с чем высказывалось представление о единстве процессов оловянного и ртутного рудообразования и о связи тех и других с гранитоидными интрузиями. Однако вопрос о генезисе ртутной минерализации в Мяо-Чанском районе далеко не ясен. Высказывается предположение, что наиболее позднее в районе ртутное оруденение могло быть связанным с более глубокими магматическими очагами и что ртутная и олово-сульфидная ассоциация этого района являются своеобразной «гибридной ассоциацией скрещения», как полагает Е. А. Радкевич (1969), или может быть результатом смешения или наложения рудных растворов, поступающих из различных источников, как считает З. В. Сидоренко (1968).

В других случаях указания о вероятной генетической связи ртутного оруденения с нескрытыми в районе гранитными интрузиями в сущности не подкреплялись никакими доказательствами. По-видимому, при этом исходили из господствовавшей в свое время батолитовой гипотезы, согласно которой только гранитоидные интрузии могли быть источником всякого гидротермального и в том числе ртутного оруденения.

Между тем гипотеза о генетической связи ртутного оруденения с внутрикоровыми гранитоидными интрузиями в сущности слабо обоснована. Известно, что в породах земной коры имеется в рассеянном состоянии громадное количество ртути, но известна и чрезвычайно высокая летучесть ртути и ее соединений, в связи с чем возникновение в породах земной коры локального магматического очага и связанное с этим повышение температуры и давления, безусловно, должно вызвать отгонку и перемещение ртути в область менее высоких температур и давлений. Удержание и тем более концентрация ртути в возникающем в земной коре магматическом очаге маловероятны. Правда, считается возможным, что при определенных условиях пары воды и летучие компоненты могут заимствоваться кислым магматическим расплавом из окружающих пород (Szadeczky-Kardoss, 1958), однако это может происходить лишь в особых условиях, когда парциальное давление паров воды и концентрация вещества в магматическом очаге будет ниже, чем в окружающих породах, т. е. градиент давления паров воды будет направлен от вмещающих пород к магме. Гипотеза трансвапоризации, в соответствии с которой пары воды, обладая высоким парциальным давлением, должны устремляться из вмещающих пород в жидкую легкопроницаемую и имеющую низкое давление магму (Szadeczky-Kardoss, 1958), вызывает критические замечания (Шипулин, 1960, 1968) и, по-видимому, не может быть принята без существенных ограничений, нуждаясь в подтверждении расчетами и экспериментами. Для обоснования некоторой, скорее всего, очень ограниченной возможности заимствования воды и весьма летучих соединений ртути из вмещающих пород вновь возникающим магматическим расплавом во внутрикоровом очаге, видимо, можно привлечь механизм относительной термодиффузии, указывающий, что, если в газовой смеси или в растворе существует температурный градиент, то разные компоненты смеси в зависимости от своих физических свойств могут мигрировать одни по потоку тепла, другие — против него. Физико-химическая сторона этого процесса изучена А. В. Лыковым (1954) и другими исследователями, причем Ф. К. Шипулин (1960) и Г. Л. Поспелов

(1962) показали, что механизм относительной термодиффузии может быть применен к анализу процессов постмагматического рудообразования. Однако каков масштаб этих явлений и возможны ли при этом сколько-нибудь значительные концентрации ртути, остается совершенно неизвестным.

Таким образом, генетическая связь ртутного оруденения с внутрикоровыми гранитоидными магматическими очагами в сущности не доказана и маловероятна. Имеющийся фактический материал ближе согласуется с представлениями о том, что ртутное оруденение, так же как нередко сопутствующие ему низкотемпературные мышьяковое и сурьмяное оруденения, связывается с глубинными подкоровыми очагами базальтоидных и щелочно-базальтоидных магм и с деятельностью специализированных существенно щелочных водных растворов, выделяющихся из этих глубоких подкоровых магматических очагов. Наоборот, все имеющиеся материалы не подтверждают известную и пользовавшуюся ранее широкой популярностью гипотезу о связи ртутного оруденения с наиболее поздними стадиями эволюции единого стандартного гидротермального раствора, выделяющегося из гранитоидных батолитов и способного, якобы, в процессе своей эволюции сформировать весь спектр месторождений гидротермального типа от редкометальных и оловорудных до ртутных. Это важно подчеркнуть потому, что некоторые исследователи ртутных месторождений, исходя из этой не соответствующей современному уровню знаний гипотезы, приходили к весьма спорным выводам по многим вопросам генетических связей месторождений ртутной формации с месторождениями других формационных типов и по проблемам эндогенной рудной зональности. Вопросы генезиса ртутных месторождений и природы рудоносных растворов, а также проблема источников рудного вещества рассмотрены нами в особой работе (Кузнецов, Оболенский, 1970).

Ртутные формации

Таким образом, мы приходим к выводу о том, что практически все или почти все месторождения ртути принадлежат к одному генетическому типу гидротермальных низкотемпературных месторождений и обнаруживают генетическую связь с глубинными подкоровыми очагами базальтоидной или щелочно-базальтоидной магмы. Анализ вопроса о природе рудообразующих гидротермальных растворов и об источниках рудного вещества позволяет сделать вывод о том, что ртутное оруденение, так же как нередко сопутствующие ему низкотемпературные сурьмяное и мышьяковое оруденения, связывается с деятельностью специализированных щелочных (слабощелочных) растворов глубинного происхождения, выделяемых подкоровыми магматическими очагами. Главным источником рудного вещества являются ювенильные источники. Не исключается частичное участие в составе руд вещества, заимствованного или мобилизованного гидротермальными растворами на путях их циркуляции, однако доля его, по-видимому, невелика (Кузнецов, Оболенский, 1970). Следовательно, ртутные месторождения входят в состав генетических серий месторождений, связанных с основными магмами (Шипулин, 1969). Участие же их в составе генетических серий, связанных с кислыми внутрикоровыми гранитоидными магмами, не доказано и нами ставится под сомнение.

По геологическим условиям образования, главным образом по характеру отношения к проявлениям магматизма и по степени глубинности рудообразования, ртутные месторождения гидротермального типа разделяются на три охарактеризованные выше группы: 1) вулканогенную гидротермальную, образованную в приповерхностных условиях в обла-

стях синхронного или предшествовавшего вулканизма; 2) эпитермальную, или плутоногенную гидротермальную, формировавшуюся в условиях небольших глубин вне областей синхронного вулканизма; 3) теле-термальную.

Как известно, руды ртутных месторождений отличаются специфическим и довольно устойчивым минеральным составом. Главным рудным минералом является киноварь, наиболее характерными сопутствующими минералами — антимонит, иногда реальгар и аурипигмент. Такая устойчивая минеральная ассоциация, не обнаруживающая зависимости от локальной геологической обстановки, является одним из доказательств глубинного ювенильного источника рудного вещества ртутных руд.

Вместе с тем более детальные минералого-геохимические исследования руд и изучение гидротермальных изменений вмещающих пород показывают, что руды некоторых ртутных месторождений все же заметно различаются по присутствию и относительному количеству второстепенных рудных минералов и элементов-примесей, особенно по составу нерудных минералов. Некоторые различия имеются и в составе гидротермально-измененных вмещающих пород. Все это, очевидно, является результатом различий в физико-химических условиях рудообразования, определяющихся разными факторами и в том числе различной глубиной формирования руд. Сказываются также различия состава рудообразующих растворов и общей геохимической или металлогенической специализации того или иного рудного района или рудной провинции.

Указанные различия позволяют расчленять проявления ртутного оруднения на рудные формации и минеральные типы руд и классифицировать ртутные месторождения на основе выделения ртутных формаций и минеральных типов.

Как известно, существуют различные принципы систематики ртутных месторождений. В основу систематики различные авторы берут разные признаки или группу признаков: структуры рудных полей и месторождений и форму рудных тел, формационный и литологический состав вмещающих толщ и пород, минеральный состав руд (Смирнов, 1947; Поярков, 1955; 1962; Федорчук, 1961, 1964). Для решения общих генетических проблем рудообразования и для целей металлогенического анализа, по нашему мнению, особенно интересны попытки систематики на формационной основе, т. е. на основе выделения рудных формаций. Имеется довольно много примеров расчленения ртутных месторождений на рудные формации (Магакьян, 1955, 1967; Смирнов, Рыженко, 1958; Захаров, 1953; Федорчук, 1961, 1964). В последние годы нами были разработаны схемы систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока на формационной основе (Кузнецов, 1964, 1968; Кузнецов, и др., 1966). В них выделяются две категории месторождений: собственно ртутные монометалльные и комплексные многометалльные, в которых ртуть является второстепенным компонентом.

Месторождения первой категории разделяются на рудные формации, а последние — на минеральные типы, отражающие частные особенности условий и среды рудообразования, например литологический состав вмещающих пород. Следует отметить, что хотя существование части рудных формаций (олово-золото-ртутной, золото-сурьмяно-ртутной), выделявшихся нами в качестве самостоятельных, в дальнейшем и не подтвердилось, все же основы этой систематики, по-видимому, оказались удачными, поскольку они были использованы в некоторых последующих работах другими исследователями.

Для месторождений юга Дальнего Востока подобная систематика разработана З. В. Сидоренко (1968). В ней также выделяется две группы месторождений: а) моно- и диметалльных (ртутных и сурьмяно-ртут-

ных) и б) комплексных полиметалльных. Первая группа рассматривается как самостоятельная автогенная рудная формация, а вторая—как гетерогенная группа смешанных (гибридных) рудных формаций. На той же основе построены систематики ртутных месторождений Корякско-Камчатской рудной провинции (Титов, Тарасенко, 1968), Северо-Востока СССР (Бабкин, 1968) и других районов. В этих классификациях также выделяются рудные формации и минеральные типы, причем в некоторых случаях допускается весьма дробное расчленение на рудные формации, в качестве которых выделяются подразделения, относящиеся, скорее, к категориям субформаций или минеральных типов.

В классификации эндогенных месторождений В. И. Смирнова (1967) ртутные месторождения относятся к гидротермально-вулканогенному и телетермальному классам. В первом выделяется киноварная рудная формация. Во втором, т. е. телетермальном классе наряду с формациями другого состава выделяются: антимонит-киноварная, киноварная, реальгар-аурипигментовая и флюоритовая формации. Несколько иной подход к выделению рудных формаций мы видим в недавней классификации рудных формаций И. Г. Магакьяна (1967₂). В качестве рудных формаций здесь выделяются более крупные группы месторождений. Ртутные месторождения отнесены к двум рудным формациям: а) стибнит-киноварь-флюоритовой в гидротермальной группе месторождений; б) ртутно-сурьмяно-вольфрамовой, выделяемой вместе с реальгар-аурипигментовой и рядом других рудных формаций в группе субвулканических месторождений.

В основу нашей систематики ртутных месторождений, как и прежде, положено выделение рудных формаций и минеральных типов. В качестве рудной формации мы выделяем группу рудных месторождений, характеризующихся устойчивой минеральной ассоциацией, принадлежащих к одному генетическому типу и образующихся в сходных геологических условиях. При выделении рудных формаций в качестве определяющих факторов мы учитываем ряд других особенностей, в том числе: отношение месторождений к магматическим образованиям, структурную обстановку, литологический состав вмещающих пород, характер околорудных гидротермальных изменений. Однако в основу систематики положены признаки, заключающиеся в самих месторождениях, в первую очередь вещественный состав руд и околорудных гидротермально-измененных пород.

Известна довольно обычная, проявляющаяся в различных рудных провинциях, ассоциация низкотемпературных гидротермальных месторождений: ртутных (существенно киноварных), сурьмяных (антимонитовых), мышьяковых (реальгар-аурипигментовых). Некоторые исследователи выделяют эту ассоциацию как одну рудную формацию. Мы полагаем, что, по-видимому, более правильно квалифицировать эту достаточно сложную ассоциацию как мышьяково-сурьмяно-ртутный рудный комплекс. В его составе выделяются самостоятельные, нередко проявляющиеся совершенно обособленно, вне связи с другими членами комплекса рудные формации—ртутные (существенно киноварные), сурьмяные (антимонитовые, золото-антимонитовые и др.) и мышьяковые (существенно реальгар-аурипигментовые). Между этими рудными формациями существуют и могут быть выделены переходные или смешанные формации.

Ртутные месторождения, как уже отмечалось выше, могут быть разделены на две категории: 1) собственно ртутные, практически монэметалльные; 2) комплексные, ртутьсодержащие полиметалльные, в которых ртуть является не главным компонентом, а только примесью в рудах. Практическое значение в настоящее время имеют месторождения первой категории. Они разделяются на три генетические группы: эпитер-

мальную, телетермальную и вулканогенную. Месторождения этой категории, т. е. практически монометалльные, относятся к двум рудным формациям: ртутной и мышьяково-сурьмяно-ртутной, или опалитовой (см. таблицу).

Ртутная рудная формация

По особенностям минерального состава руд и относительно повышенному содержанию в рудах сурьмы и мышьяка формация может быть разделена на три субформации: собственно ртутную, сурьмяно-ртутную и мышьяково-ртутную.

В собственно ртутной субформации главным рудным минералом является киноварь. Минералы сурьмы и мышьяка или отсутствуют, или являются второстепенными и редкими. К собственно ртутной субформации принадлежит большинство ртутных месторождений.

В сурьмяно-ртутной субформации в качестве главных минералов в составе руд участвуют киноварь и антимонит. Месторождения этой субформации развиты лишь в некоторых районах—в Тянь-Шаньской провинции (Хайдарканское) и на юге Дальнего Востока.

В мышьяково-ртутной субформации в качестве главных минералов руд наряду с киноварью участвуют реальгар и аурипигмент. К этой субформации могут быть отнесены, в частности, некоторые месторождения Большого Кавказа: Кодис-Дзири, Чичхва и др. (Демидова, 1964).

Кроме того, по особенностям минерального состава руд могут выделяться еще более дробные группы месторождений с преобладающими в них минеральными типами руд. По материалам главным образом Алтае-Саянской ртутной провинции и в меньшей степени других рудных районов мы выделяем в ртутной рудной формации следующие наиболее характерные минеральные типы руд и месторождений (см. таблицу).

Магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственитовый) тип. Типовыми месторождениями являются Чаганузунское в Горном Алтае и Чаздырское в Туве. Главным рудным минералом является киноварь. Второстепенными — пирит, иногда — антимонит и реальгар. Характерными редкими минералами являются миллерит, герсдорфит и зигенит. Среди нерудных минералов преобладают железо-магнезиальные карбонаты, кварц, кальцит, диксит, альбит. Рудами являются минерализованные апосерпентинитовые листвениты, известняки, песчаники. Гидротермальные изменения вмещающих пород — лиственитизация, окварцевание, карбонатизация, аргиллизация. Формы рудных тел — неправильные и линзовидные рудные залежи, гнезда, жилы, располагающиеся часто непосредственно в зонах рудоподводящих разломов. Характерно столбовое распределение оруденения. Месторождения этого типа размещаются линейными цепями вдоль зон глубинных разломов и связанных с последними серпентинитовых поясов.

Месторождения лиственитового типа широко распространены и представляют большой интерес. Кроме Алтае-Саянской области, они развиты в Корякско-Камчатской ртутной провинции (месторождения Матачингайское, Карагинское и др.), на Сахалине (Светловское месторождение) в Чарском ртутном поясе Зайсанской складчатой зоны Восточного Казахстана, в Южном Тянь-Шане (Чонкойское месторождение) и в Севано-Акеринском ртутном поясе Малого Кавказа (Агятагское, Шорбулагское и другие месторождения). Весьма близки к этому типу крупнейшие в США месторождения Нью-Альмаден и Нью-Идрия в Калифорнии (Смирнов, 1961). Следует отметить, что ртутное оруденение в месторождениях данного типа является, как правило, наложенным по отношению к дорудным лиственитам, т. е. листвениты должны рассматриваться как рудовмещающие породы, благоприятные по своим физи-

Ртутные рудные формации

| Генетическая группа | Рудная формация и субформация | Минеральный тип | Характерная минеральная ассоциация | Структурно-морфологические типы |
|--------------------------------|---|--|--|--|
| Эпитермальная и телетермальная | Ртутная Субформации: собственно ртутная, сурьмяно-ртутная, мышьяково-ртутная | Магнезиально-карбонатно-киноварный (лиственитовый) | Киноварь, антимонит, пирит, миллерит, герсдорфит, реальгар, кварц, доломит, анкерит, кальцит, диккит, альбит | Месторождения в зонах разломов; рудные залежи линзовидной формы, характерны рудные столбы |
| | | Карбонатно-киноварный | Киноварь, антимонит, пирит, блеклые руды, реальгар, кальцит, доломит, кварц | Поднадвиговые субпластовые, гнездовые и жильные месторождения. Рудные тела пластовые, гнезда, столбы, жилы |
| | | Кварцево-киноварный | Киноварь, антимонит, пирит, марказит, блеклые руды, иногда — сфалерит, сауковит, онофрит, серицит, кварц | Поднадвиговые гнездовые, жильные; пластовые тела, штокверки, жилы, гнезда |
| | | Барит-киноварный | Киноварь, блеклые руды, пирит, марказит, халькопирит, галенит, кварц, барит, диккит | Гнездовые, жильные штокверковые |
| | | Флюорит-киноварный | Киноварь, антимонит, кварц, флюорит, карбонаты | Поднадвиговые субпластовые, гнездовые |
| Вулканогенная | Ртутная опалитовая (мышьяково-сурьмяно-ртутная) | Кварцево-реальгар-киноварный | | |
| | | Опалит-киноварный | | |
| | | Колчеданно-киноварный | | |
| | | Серно-киноварный | | |
| | | Осадки современных источников | | |

ческим и химическим свойствам для локализации оруденения. Вместе с тем проявляется лиственитизация и непосредственно предшествующая, и сопутствующая ртутной минерализации.

Карбонатно-киноварный тип. Представители этого типа в Алтае-Саянской области — Акташское и Сарасинское месторождения в Горном Алтае. Главным рудным минералом является киноварь. Второстепенные и редкие — пирит, иногда антимонит, метациннабарит, реальгар, ртуть-содержащие блеклые руды. Нерудные минералы представлены кальцитом, доломитом, кварцем. Вмещающие породы — известняки, доломиты, песчаники, глинистые сланцы. Гидротермальные изменения выражены в окварцевании, кальцитизации, аргиллизации. Характерные поднадвиговые месторождения с пластообразными и гнездовыми рудными телами. К этому минеральному типу, по-видимому, следует относить месторождения Тянь-Шаня, в частности Сымапское, вероятно, Чаувайское, а также месторождения Туркестанского хребта и Мальгузарских гор (Карасу и др.). Аналоги месторождений этого типа известны и в других рудных провинциях.

| Вмещающие породы | Гидротермальные изменения вмещающих пород | Связь с магматизмом | Примеры рудопоявлений |
|--|---|--|--|
| Серпентиниты, листвениты, порфириты, туфы, известняки, песчаники | Лиственитизация, окварцевание, карбонатизация, аргиллизация | Отдаленная парагенетическая с самостоятельными малыми интрузиями субщелочных базальтоидов, с производными глубинных подкорковых основных магм в зонах глубинных разломов | Чаганузунское (Горный Алтай), Чазадырское (Тува), Чонкойское (Тянь-Шань); Карагинское (Камчатка) |
| Известняки, доломитизированные и окварцованные, глинистые сланцы, песчаники | Доломитизация, окварцевание, кальцитизация, аргиллизация | | Акташское, Саранское (Горный Алтай), Сымапское (Тянь-Шань) |
| Песчаники, метаморфические сланцы, гранитонды, вулканиды и другие алюмосиликатные породы | Окварцевание, карбонатизация, аргиллизация | | Курайское (Горный Алтай), Белоосиповское (Кузнецкий Алатау), Горхонское (Восточный Саян) |
| Эффузивные породы главным образом среднего и кислого состава, туфы | Окварцевание, аргиллизация, баритизация | | Терлигхайское (Тува), Орлыногорское (Селазир) |
| Известняки, глинистые сланцы | Окварцевание, аргиллизация | | Тянь-Шань |
| | | Парагенетическая связь с вулканитами, производными, главным образом андезитобазальтовой формации | Закарпатская область |
| | | | США, Камчатка |
| | | | Вулкан Менделеева, о-в Кунашир, Япония |
| | | | Сульфур-Бэйк |
| | | | Апапель, кальдера Узон (Камчатка) |

Кварцево-киноварный тип. Представителями этого типа можно считать Курайское и Корумдуайринское месторождения в Горном Алтае, Белоосиповское в Кузнецком Алатау, Горхонское в Восточном Саяне. По-видимому, к этому же типу относится Палянское месторождение Чукотской области. Вмещающими породами для данного типа служат алюмосиликатные толщи: песчаники, глинистые сланцы, метаморфические сланцы и др. Главными рудными минералами являются киноварь, антимонит, пирит, марказит. Второстепенными и редко встречающимися являются халькопирит, блеклые руды, ртутьсодержащий сфалерит, новый цинк-кадмийсодержащий сульфид ртутисауковит. В одном случае встречены очень редкие — онофрит и тиманит (Горхонское месторождение). Нерудные минералы — кварц, серицит, диккит, анкерит. Характерные гидротермальные изменения вмещающих пород — окварцевание, аргиллизация, карбонатизация. Месторождения — поднадвиговые, связанные с зонами дробления, гнездовые, штокверковые, иногда пластовые. Месторождения этого типа имеют широкое распространение и представляют большой практический интерес. По-видимому, аналогами месторождений

этого типа можно считать известное Никитовское месторождение в Донбассе, а также, вероятно, месторождение Альмаден в Испании и ряд других.

Барит-киноварный тип. Типовыми месторождениями являются Терлигхайское месторождение в Туве, Орлиногорское на Салаирском кряже, Коксаирское в Горном Алтае и ряд других. Месторождения размещаются в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах с вулканистами основного и среднего состава, характеризующимися повышенным против кларкового содержанием бария. Главный рудный минерал — киноварь; второстепенные — ртутьсодержащие блеклые руды, пирит, марказит, халькопирит; редкие — галенит; нерудные минералы — кварц, дикицит, барит. Околорудные изменения — окварцевание, пропилитизация, баритизация. Для месторождений этого типа характерны гнездовые и линейные рудные тела в зонах дробления.

Кроме перечисленных в составе данной рудной формации, по-видимому, могут быть выделены другие минеральные типы руд и месторождений. Так, в Южном Тянь-Шане, очевидно, могут быть выделены флюорит-киноварный и флюорит-антимонит-киноварный типы, развитые в Хайдарканском и Чаувайском рудных полях. Видимо, возможно выделение и других минеральных типов, для характеристики которых в данное время нет достаточных данных.

В рудных провинциях различного металлогенического типа ртутная формация иногда приобретает некоторые специфические особенности: в ртутных рудах появляются в виде примесей золото, олово и некоторые другие элементы, обычно отсутствующие в большинстве ртутных месторождений других районов. В отдельных районах в составе руд появляются селенсодержащие минералы: онофрит, тиманнит (Восточный Саян) или селенсодержащая киноварь. В различных рудных провинциях ртутная формация обнаруживает пространственную, структурную и возрастную, а в некоторых случаях, вероятно, и парагенетическую, связь с иными по составу рудными формациями тех же генетических групп. Так, ртутные рудные формации, принадлежащие к эпитермальной и телетермальной генетическим группам, могут быть связаны: с свинцово-цинковой эпитермальной (Тянь-Шань, Алтае-Саянская провинция и др.), с флюоритовой (Тянь-Шань, Восточное Забайкалье), с сурьмяной и золото-сурьмяной (Тянь-Шань, Верхояно-Колымская провинция и др.), с сурьмяно-вольфрамовой (Забайкалье, Кавказ) рудными формациями.

Месторождения третьей генетической группы — вулканогенной — выделяются нами в особую опалитовую ртутную формацию.

Ртутная опалитовая (мышьяково-сурьмяно-ртутная) формация

Ртутная опалитовая (мышьяково-сурьмяно-ртутная) формация выделяется многими исследователями как типичный представитель рудных формаций вулканогенной группы (Котляр, 1968). Месторождения этой формации широко развиты в пределах Тихоокеанского рудного пояса: в Калифорнии и Неваде, в Мексике, Перу, Чили, Новой Зеландии, Японии, а также в Корьяско-Камчатской области (месторождения Чемпура, Алнейское, Белое, рудопроявления Апапельских источников и кальдеры Узон), на Курильских островах (вулкан Менделеева на о-ве Кунашир), на Сахалине и в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (месторождение Пламенное, рудопроявления Арманского района). К этой же формации, вероятно, принадлежат месторождения Карпат и Закарпатской области, а также известное месторождение Монте-Амиата в Италии.

Особенностью этой формации является ее локализация в областях современного и недавнего вулканизма и деятельности термальных источников. Минеральный состав формации весьма своеобразен. В составе рудных минералов наряду с киноварью обычны метациннабарит, металлическая ртуть, реальгар, аурипигмент, антимонит, марказит, пирит, аргентит, пираргирит, серебристое золото, серебро, сфалерит, халькопирит. В числе нерудных минералов особенно характерны—опал, самородная сера, алунит, каолинит, гипс, барит, иногда—галлуазит, цеолиты, карбонаты, в некоторых случаях—твердые углеводороды типа антраксолита. Околорудные изменения вмещающих пород выражаются в опализации, аргиллизации, алунификации, адуляризации. Как видно, месторождения этой формации носят все признаки образования в приповерхностных условиях в окислительной обстановке при высоком потенциале кислорода.

Видимо, в связи с явлениями телескопирования при отложении руд месторождения данной формации не поддаются расчленению на субформации. Намечается возможность выделения ряда минеральных типов руд: 1) кварцево-реальгар-киноварного, образующегося, видимо, в субвулканических условиях (месторождения Закарпатской провинции); 2) опалито-киноварного (месторождения западных штатов США и Корьякско-Камчатской провинции); 3) колчеданно-киноварного (колчеданная залежь в сольфатарном поле вулкана Менделеева на о-ве Кунашир); 4) серно-киноварного (месторождение Сульфур-Бэнк в Калифорнии); 5) осадков современных термальных источников—травертины с киноварью (Стимбоот-Спрингс, источник Апапель, кальдера Узон и др.). Вероятно, этим не исчерпывается возможность расчленения руд опалитовой ртутной формации на минеральные типы.

Характерна тесная ассоциация (и, вероятно, парагенезис) опалитовой ртутной формации со следующими низкотемпературными гидротермальными рудными формациями: а) с эпитеpmальной золото-серебряной (Корьякско-Камчатская, Охотско-Чукотская, Карпатская и другие рудные провинции); б) с эпитеpmальной золото-теллуру-висмутовой (Карпатская, Кавказская и другие провинции); в) с мышьяковой, или реальгар-аурипигментовой (Япония, Малый Кавказ, Карпаты); г) с свинцово-цинковой и золото-баритовой (Карпаты); д) с формацией самородной серы (Камчатка, Курильские острова, Япония).

Комплексные ртутьсодержащие рудные формации

Кроме собственно ртутных рудных формаций, наиболее важных в практическом отношении, выделяются сложные ртутьсодержащие формации, в рудах которых ртуть является или второстепенным компонентом, или примесью.

В эту группу следует включать сурьмяные и мышьяковые формации, составные члены мышьяково-сурьяно-ртутного рудного комплекса.

Сурьяная (антимонитовая, или кварцево-флюорит-антимонитовая) формация, содержащая в рудах в резко подчиненном количестве или в виде примеси киноварь, может быть представлена месторождениями Тянь-Шаня (Кадамджайское и др.) и Южного Китая. Видимо, к этой же формации, к кварц-антимонитовому типу относятся месторождение Раздольное в Енисейском крае и др.

Золото-сурьяная (кварц-золото-антимонитовая) формация, иногда совмещенная с ртутной, представлена месторождениями Северо-Восточной Якутии (Сарылахское, рудопроявления Лево-Сахындинского района и др.).

Мышьяковая (реальгар-аурипигментовая) формация представлена месторождениями Кавказа (Лухуми, Дари-Даг и др.). В составе руд

участвуют реальгар, аурипигмент, мельниковит, марказит, арсенопирит, антимонит, иногда — киноварь, кварц, гипс и др. Подобные месторождения известны в Турции, в Карпатах, на Балканах, в Японии и в других районах.

В эту группу входят также следующие формации.

Ртутно-сурьмяно-вольфрамовая (антимонит-ферберитовая, антимонит-шеелитовая, иногда с киноварью) формация, в состав руд которой входят антимонит, ферберит, шеелит, киноварь, иногда — реальгар, аурипигмент, теллуриды золота и серебра, а также кварц, халцедон. Месторождения этой эпитермальной, вероятно, вулканогенной, формации известны в Восточном Забайкалье (Бурун-Шивеинское, Ново-Казачинское и др.), на южном склоне Главного Кавказского хребта (Ноцара, Запхито и др.), а также в США (Боулдер, Атолия) в Боливии (Анкороимес, Асенссион).

Золото-серебряная рудная формация широко развита в областях недавнего и современного вулканизма, особенно в пределах Тихоокеанского рудного пояса. В состав руд входят золото, серебро, электрум, пираргирит, антимонит, теллуриды золота и серебра, иногда — киноварь, кварц, халцедон, карбонаты, адуляр и др. Месторождения этой формации известны в Восточном Забайкалье (Балейское), в Приморье (Белая гора), в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, а также в Карпатах, в Японии, Мексике, Боливии и на западе США.

Колчеданно-полиметаллическая формация. Известно, что в районах совместного проявления ртутного и свинцово-цинкового оруденения в составе свинцово-цинковых и полиметаллических руд нередко содержатся признаки ртути. Это установлено в хребте Кугитангтау в Средней Азии, в хребте Талахиани на Кавказе и в других районах. В колчеданно-полиметаллических рудах Салаира и Тувы также присутствуют киноварь (в виде крайне незначительной примеси) и ртуть (в виде изоморфной примеси в сфалеритах). В колчеданной залежи в сольфатарном поле вулкана Менделеева на о-ве Кунашир киноварь образует довольно значительные скопления. В составе руд здесь установлены пирит, марказит, сфалерит, киноварь, метациннабарит, антимонит, халькозин, золото, самородная медь, самородная сера, опал, алунит. Это — редкий пример современного образования ртутно-колчеданного месторождения вулканогенного типа. Аналогичные рудопоявления описаны в Японии, в районе вулкана Матсуо. Кроме колчеданов, серы и киновари, там отмечаются аурипигмент, реальгар и гессит (Озерова и др., 1969).

Сульфидно-касситеритовая формация. В некоторых случаях, в частности в Мяо-Чанском районе Дальнего Востока, в сульфидно-касситеритовых рудах отмечается повышенное содержание ртути. Отмечается также пространственная ассоциация сульфидно-касситеритового и сурьмяно-ртутного оруденений, причем последнее рассматривается как проявление наиболее поздней стадии гидротермального процесса, с более ранними стадиями которого связано оловянное оруденение (Онихимовский, 1960; Руб, Макеев, 1961). На этот счет существуют и другие представления, в частности — о наложении в этом районе сурьмяно-ртутного оруденения на олово-сульфидное и полиметаллическое (Сидоренко, 1968).

Вопрос о генезисе комплексных ртутьсодержащих формаций достаточно сложен и здесь не рассматривается. Видимо, следует признать справедливым мнение о гетерогенности этих формаций, о принадлежности части их к категории смешанных (гибридных) образований (Сидоренко, 1968).

Ртутные провинции

Геологический возраст ртутных месторождений и место ртутной минерализации в истории развития складчатых областей

Как было показано В. И. Смирновым (Смирнов, Рыженко, 1958), подавляющее число ртутных месторождений мира размещается в пределах альпийских и мезозойских складчатых областей и имеет мезозойский и кайнозойский возраст. Главнейшими эпохами ртутного оруденения следует считать третичную, меловую и раннемезозойскую (триас — юра). К третичным (и раннечетвертичным) по возрасту относятся месторождения внутренней зоны Тихоокеанского рудного пояса и часть месторождений Средиземноморского альпийского пояса, в том числе в пределах СССР месторождения Закарпатской и части Кавказской рудных провинций. К позднемеловой эпохе относятся ртутные месторождения внешней зоны Тихоокеанского пояса, в том числе Верхояно-Колымской и Охотско-Чукотской, а также Приморской провинций. Видимо, к этой же эпохе относятся месторождения Юго-Восточного Китая. К раннемеловой эпохе принадлежат ртутные месторождения Восточного Забайкалья. По-видимому, меловым является возраст ртутного оруденения Донецкой провинции (Скаржинский, 1968). Меловым или несколько более ранним, но также мезозойским (может быть, юрским) следует считать возраст ртутного оруденения Алтае-Саянской складчатой области. Сообщения некоторых исследователей о более древнем, силурийском, возрасте ртутного оруденения Салаира и девонском возрасте ртутных месторождений Тувы, а также о весьма молодом, кайнозойском, возрасте ртутного оруденения Горного Алтая не согласуются с фактическими данными и являются ошибочными (Кузнецов, Оболенский, 1969). По-видимому, раннемезозойским является ртутное оруденение Тянь-Шаня, хотя вопрос о возрасте ртутных месторождений этой провинции является дискуссионным, и многие исследователи склоняются к представлению о позднегерцинском (пермь — триас) возрасте оруденения. К герцинским, по-видимому, относятся небольшие рудопроявления ртути на Урале, в ФРГ и, возможно, в штате Техас (США). Каледонских и более древних месторождений ртути не известно.

Таким образом, наблюдается закономерная приуроченность ртутного оруденения к наиболее поздним этапам развития земной коры. Причины такой приуроченности не совсем ясны. Они могут быть обусловлены тем, что более древние ртутные месторождения, являясь близповерхностными образованиями, в первую очередь подвергаются денудации и чаще всего не сохраняются. Кроме того, ртутные руды, по-видимому, уничтожаются процессами последующей складчатости, метаморфизма пород и образования гранитных интрузий. При сравнительно небольшом повышении температуры ртутные минералы разлагаются, и ртуть рассеивается, мигрируя главным образом в верхние горизонты земной коры. При этом ранее образованные месторождения ртути разрушаются, и ртуть рассеивается. Наконец, приуроченность ртутного оруденения главным образом к мезо-кайнозойскому этапу развития Земли может быть одним из проявлений закономерного направленного развития земной коры и усложнения состава руд эндогенных месторождений, что отмечалось некоторыми исследователями, но, однако, не получило достаточно полного объяснения.

Как уже отмечалось ранее (Смирнов, Рыженко, 1958), ртутные месторождения не образуются на ранних, собственно геосинклинальных стадиях развития складчатых областей. Видимо, если они и образуются

на этих ранних стадиях, то чаще всего или подвергаются денудации непосредственно вслед за образованием, или разрушаются на последующих стадиях развития в связи со складчатостью, метаморфизмом и образованием внутрикоровых гранитных интрузий. Ртутные месторождения не образуются также на средних стадиях развития геосинклинальных и складчатых областей, когда происходит главная складчатость и появляются соскладчатые, или сининверсионные гранитоидные интрузии. Видимо, на этих стадиях не возникает условий для проникновения в верхние горизонты земной коры производных глубоких подкоровых магматических очагов и связанного с последними оруденения. Все ртутные месторождения формируются или в последние заключительные стадии развития подвижных складчатых зон, или на стадии последующей тектоно-магматической активизации складчатых областей и древних платформ. По-видимому, это обусловлено тем, что на этих стадиях обычно образуются или подновляются глубокие разломы, что способствует появлению малых интрузий, производных глубоких подкоровых магматических очагов, и связанной с ними минерализации.

Главнейшие региональные закономерности размещения ртутного оруденения

Как уже отмечалось в геологической литературе (Смирнов, Рыженко, 1958), ртутное оруденение особенно часто размещается в складчатых областях того типа, в которых геологические формации ранних и средних стадий развития геосинклиналей проявлены в слабой форме, а процессы поздней стадии прошли наиболее полно. Кроме того, устанавливаются и некоторые другие региональные закономерности размещения ртутного оруденения.

Ртутное оруденение размещается главным образом в молодых мезозойских и кайнозойских складчатых областях и локализуется в пределах планетарных по масштабу Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. При этом оруденение наиболее охотно локализуется в областях фемического типа (Камчатка, Кавказ, Закарпатская область), хотя в некоторых случаях оно размещается и в областях сиалического профиля (Верхояно-Колымская область). Ртутное оруденение размещается также в областях и зонах мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, поражающей палеозойские (герцинские и каледонские) и допалеозойские (байкальские) складчатые сооружения Средней Азии, Казахстана и юга Сибири. Наконец, ртутное оруденение в ряде случаев локализуется в испытанных мезо-кайнозойскую активизацию участках древних платформ, в частности в краевых прогибах древних платформ (Донецкий прогиб, Присаянская часть Сибирской платформы, Южно-Китайская платформа). В пределах палеозойских и допалеозойских складчатых областей и древних платформ, не испытавших мезо-кайнозойской активизации, ртутное оруденение практически отсутствует.

Весьма важно было бы установить закономерную связь областей ртутного оруденения, или ртутных провинций, с особенностями глубинной геологии последних, в том числе с мощностью и типом земной коры и глубиной залегания поверхности Мохоровичича. К сожалению, по этому вопросу не имеется достаточного материала. Однако в некоторых случаях намечается, по-видимому, не случайная, а закономерная связь ртутных провинций с областями проявления положительных аномалий силы тяжести, отвечающих относительным поднятиям поверхности верхней мантии, например, в Донецко-Днепровской впадине и в Закарпатском прогибе (Беляевский, Борисов, 1964).

Важнейшей закономерностью, отмеченной В. И. Смирновым, является приуроченность практически всех ртутных месторождений мира к планетарным по масштабу рудным поясам: Тихоокеанскому и Средиземноморскому. К Тихоокеанскому поясу принадлежат ртутные месторождения Канады, многочисленные месторождения штатов Калифорния, Невада и Орегон в США, в том числе известные месторождения Нью-Альмаден и Нью-Идриа, месторождения Мексики, Венесуэлы, Колумбии, Перу (Хуанкавелика и др.), Чили, Новой Зеландии, Юго-Восточного Китая, Японии и на территории СССР месторождения Корякско-Камчатской, Сахалинской, Приморской, Охотско-Чукотской и Верхояно-Колымской областей. В пределах Средиземноморского пояса сосредоточены месторождения Испании (Альмаден и др.), Португалии, Италии (Монте-Амиата и др.), Югославии (Идриа и др.), Чехословакии, Венгрии, Румынии, Марокко, Алжира, Турции, а в пределах СССР — Закарпатья, Кавказа, Копет-Дага и хребта Кугитангтау. На окраинах Средиземноморского пояса размещаются месторождения Днепровско-Донецкого прогиба (Никитовское) и Южного Тянь-Шаня.

Кроме указанных рудных поясов планетарного масштаба, существование которых общеизвестно, мы предполагаем наличие третьего, чрезвычайно крупного по масштабу, трансконтинентального ртутного пояса, в который входят ртутные месторождения Тянь-Шаня, рудопроявления Джунгарского Аталау и Зайсанской области Казахстана, месторождения Алтае-Саянской области, Байкальской области и Забайкалья. Этот пояс может быть назван Тянь-Шань-Южно-Сибирским ртутным поясом.

В отличие от Тихоокеанского и Средиземноморского рудных поясов, которые совпадают с областями альпийской и мезозойской складчатости и являются по отношению к ним согласными, выделяемый нами Тянь-Шань-Южно-Сибирский пояс является секущим или наложенным по отношению к складчатым системам. Он частично пересекает герцинские, каледонские и байкальские складчатые сооружения и совпадает в общем с поясом мезозойских и кайнозойских сводово-глыбовых поднятий Центральной Азии и юга Сибири, т. е., иначе говоря, с поясом проявлений мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, который образует как бы перемычку, соединяющую Средиземноморский и Тихоокеанский рудные пояса.

Вопрос о существовании Тянь-Шань-Южно-Сибирского ртутного пояса впервые поставлен автором (Кузнецов, 1970) и еще недостаточно разработан. Ранее было известно о мезозойской активизации, внегеосинклинальном магматизме и эндогенном оруденении в восточной части этого пояса — в Забайкалье, в Становом хребте, на юге Алданского щита, т. е. в пределах Монголо-Охотского пояса. В настоящее время накоплен материал, свидетельствующий о том, что и на юге Средней и Западной Сибири, и на юге Казахстана, и в Тянь-Шане в течение мезозоя проходили весьма существенные глыбовые движения с образованием глубоких межгорных впадин, в которых происходило накопление достаточно мощных осадочных толщ, проявился энергичный магматизм существенно базальтоидного и щелочно-базальтоидного типа и довольно заметное гидротермальное оруденение (Боголепов, 1967). Есть основания связывать именно с этими явлениями мезозойской тектоно-магматической активизации формирование части известных в этих областях эпитермальных и телетермальных, в том числе ртутных месторождений.

Особенностью Тянь-Шань-Южно-Сибирского ртутного пояса является то, что ртутное и сопутствующие ему сурьмяное, флюоритовое, мышьяковое, свинцово-цинковое и другие эпитермальные и телетермальные оруденения совмещаются и иногда отчетливо накладываются на проявления более ранних — герцинского, каледонского и байкальского оруде-

нений различного типа и состава. В разных рудных районах и провинциях имеют место сложные сочетания различных по составу и возрасту рудных формаций. В результате рудный пояс в целом приобретает весьма сложный металлогенический профиль.

Кроме ртутных поясов планетарного и трансконтинентального масштаба, выделяются линейные ртутные пояса и зоны второго порядка, которые можно рассматривать как пояса регионального масштаба. Наличие этих региональных ртутных поясов является второй столь же важной закономерностью размещения ртутного оруденения. Она определяется тем, что ртутное оруденение четко локализуется вдоль зон региональных разломов, особенно тех, которые относятся к глубинным разломам, т. е. разрывным структурам регионального масштаба, глубокого заложения и длительного развития. Такие зоны глубинных разломов и связанные с ними региональные ртутные пояса нередко размещаются во внешних зонах складчатых систем на границе с платформенными массивами, срединными массивами, межгорными впадинами и являются краевыми разломами. При этом установлено, что особенно благоприятными для локализации ртутного оруденения являются разломы, достигавшие подкоровых глубин, т. е. мантийные, сопровождавшиеся гипербазитовыми поясами, а также более поздними посторогенными малыми интрузиями основных базальтоидных магм. В ряде районов особенно благоприятными для размещения ртутного оруденения оказываются зоны глубинных разломов в древних складчатых структурах, испытывавшие мезозойскую активизацию, сопровождающиеся цепями приразломных прогибов, выполненных позднепалеозойскими и мезозойскими толщами и иногда выраженных геоморфологически в виде систем межгорных впадин (Алтае-Саянская область).

Ртутное оруденение в пределах планетарных по масштабу ртутно-рудных поясов распространяется неравномерно. Наряду с областями и районами слабо минерализованными и практически безрудными, выделяются рудные провинции, области и районы с повышенной ртутной минерализацией, в которых располагаются не только рудопроявления, но и промышленно ценные месторождения.

Положение ртутных провинций на территории СССР показано на рис. 1. При выделении ртутных провинций в качестве основы использована схема металлогенического районирования СССР, составленная В. И. Смирновым (1963) с некоторыми уточнениями, касающимися главным образом Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. При этом в качестве ртутных провинций выделяются или металлогенические провинции, или части последних, характеризующиеся концентрацией ртутного оруденения.

Среди площадей развития ртутного оруденения на территории СССР выделяются следующие ртутные провинции.

I. В пределах Средиземноморского альпийского пояса: Закарпатская, Кавказская, Донецкая, а также районы Копет-Дага и хребта Кугитангтау на юге Средней Азии.

II. В пределах Тянь-Шань-Южно-Сибирского пояса мезозойской активизации: Тянь-Шаньская, район Джунгарского Алатау и Чарский район Зайсанской металлогенической провинции, Алтае-Саянская, Забайкальская.

III. В пределах Тихоокеанского пояса: Верхояно-Колымская, Охотско-Чукотская, Корякско-Камчатская, Приморская и Сахалинская.

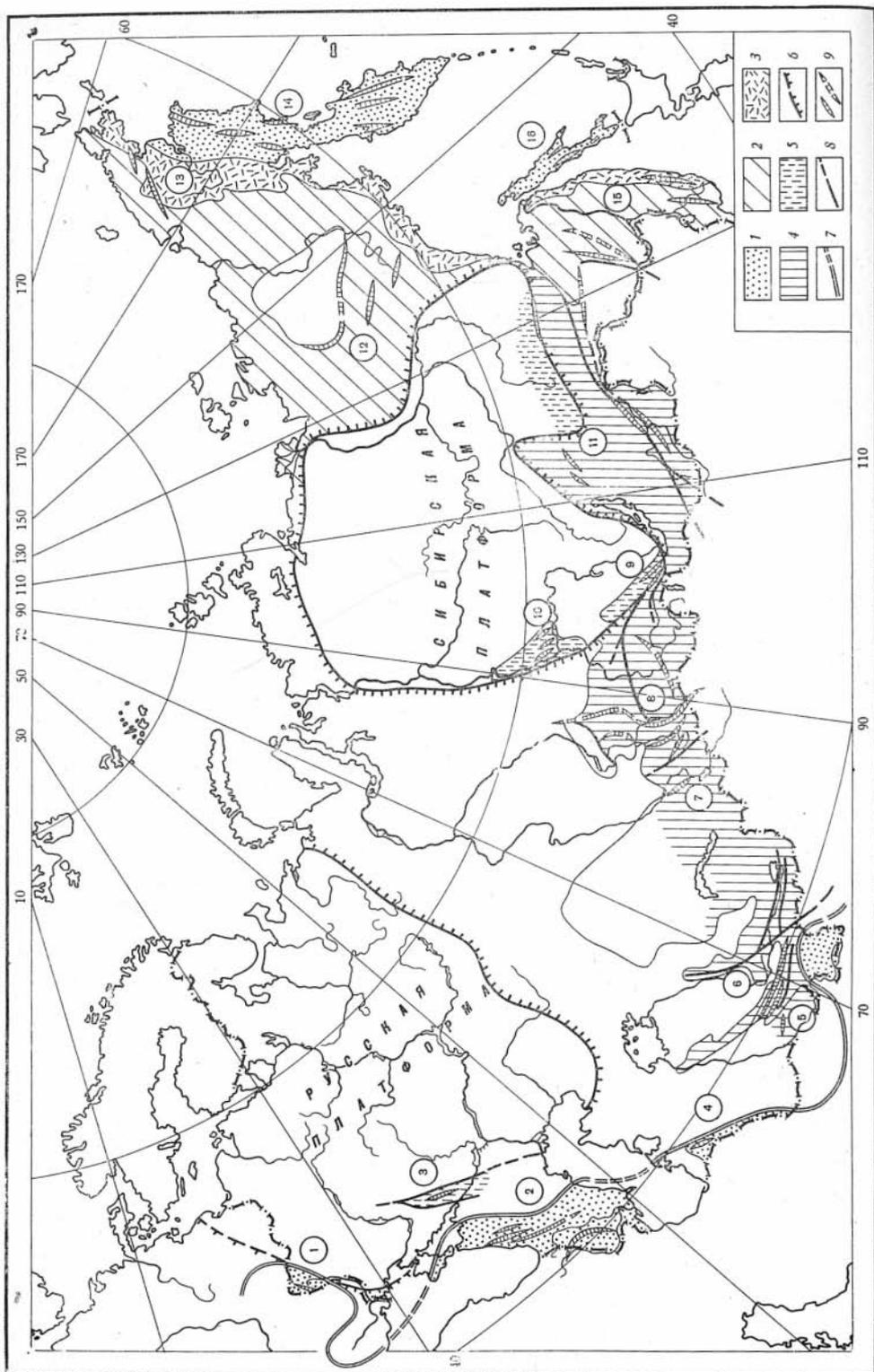
Средиземноморский альпийский пояс

Для локализации ртутного оруденения Средиземноморский альпийский пояс имеет особенное значение. В его пределах размещаются ртутные месторождения Испании (Альмаден и др.), Португалии, Алжира, Италии (Монте-Амиата и др.), Югославии (Идрица и др.), Чехословакии, Турции. Как указано, в пределы этого пояса входит ряд ртутных провинций СССР.

Закарпатская провинция занимает территорию Закарпатского внутреннего прогиба, расположенного между складчатой зоной Карпат и Паннонским срединным массивом. Прогиб сформировался в неогене на поздних стадиях развития Карпатской геосинклинали. Оруденение представлено вулканогенной мышьяково-сурьмяно-ртутной формацией, причем преобладают руды кварцево-киноварного типа. В составе руд преобладает киноварь; в подчиненных количествах — метациннабарит, антимонит, реальгар, аурипигмент, марказит; нерудные минералы — барит, кварц, сидерит, кальцит. Оруденение локализуется в трещинных зонах, иногда заложённых по периферии штоков субвулканических интрузивных массивов диорит-порфиров и других пород среднего состава, вероятно, дифференциатов основной магмы (месторождения Боркут, Большой Шаян и др.). Предполагается отдаленная парагенетическая связь оруденения с этими интрузиями. В других случаях оруденение локализуется в жерловых телах эксплозионных брекчий андезитово-базальтового состава. Возраст ртутного оруденения — неогеновый. Возможно, что часть рудопроявлений, непосредственно связанных с основными вулканитами Выгорлат-Гутинской гряды, имеют более молодой — плиоценовый возраст. Намечается парагенетическая связь мышьяково-сурьмяно-ртутной формации с непосредственно предшествовавшей ей золотосодержащей баритово-свинцово-цинковой также низкотемпературной эпитермальной формацией. Имеются случаи совмещения этих двух формаций, в частности в Вышковском рудном районе, с образованием ртутно-полиметаллических рудопроявлений (Грендеж и др.). Установлено, что появление руд свинцово-цинковой формации и последующее наложение руд ртутной формации обусловлено деятельностью различных порций рудных растворов, отличающихся по составу и температуре, т. е. является производным стадийного полиасцендентного процесса рудообразования (Мерлич, 1957, 1961). Кроме того, отмечается связь ртутного оруденения с вулканогенным эпитермальным золото-висмут-теллурическим оруденением (Зайцева, 1966; Мерлич, 1966; Лазаренко, 1966; Малеев, 1964, 1967).

Кавказская ртутная провинция входит в состав одноименной сложной металлогенической провинции полициклического типа, сформированной в течение каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов (Магакьян, 1959; Смирнов, 1963; Твалчрелидзе, 1961, 1964; Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1968). Ртутное оруденение проявилось в ряде структурно-металлогенических зон, наиболее интенсивно в западной части Главного Кавказского хребта и в пределах Малого Кавказа. Оруденение является неогеновым по возрасту и, очевидно, связывается с последними стадиями развития альпийской геосинклинальной системы Кавказа. Некоторые исследователи выделяют, кроме того, более древнее, предположительно позднегерцинское ртутно-мышьяковое оруденение, проявившееся на Северном Кавказе (Черницын, 1967).

Ртутные месторождения Северного Кавказа принадлежат к ртутной рудной формации. Большая часть месторождений может быть отнесена к собственно ртутной субформации (месторождения Перевальное, Тибское, Хпекское и др.). Менее развиты месторождения сурьмяно-ртутной и мышьяково-ртутной субформаций (Нетреба, Платонов, 1961; Демидова,



1964). Намечается наличие парагенетической связи месторождений ртутной формации с однотипными, также эпитермальными месторождениями сурьмяной (Зопхито), мышьяковой, или реальгаровой (Лухуми и др.) сурьмяно-вольфрамовой (антимонит-ферберитовой) рудных формаций. Размещение ртутных месторождений контролируется разломами, вдоль которых формируются линейные ртутные зоны. Наиболее отчетлива локализация ртутного оруденения в зонах Южного склона и Абино-Гунайской, контролируемых региональными разломами, ограничивающими раннеальпийские прогибы. В Безепском рудном районе, приуроченном к сочленению этих зон, отмечается максимальная на Кавказе концентрация ртутного оруденения (Черницын, 1967). Связь ртутного оруденения с магматизмом остается неясной, и месторождения относятся к группе телетермальных (Демидова, 1964).

Ртутное оруденение Малого Кавказа того же неогенового возраста еще более четко приурочено к разломам, в частности к зоне Севано-Акеринского (Севано-Карабахского) глубинного разлома. Оно представлено ртутной рудной формацией, в частности листовенитовым типом месторождений, как это имеет место в Агятагском рудном поле, а также, по-видимому, вулканогенной мышьяково-сурьмяно-ртутной формацией. Намечается ассоциация и вероятная парагенетическая связь ртутных формаций с развитыми в тех же районах разновозрастными и близкими по генетическому типу рудопроявлениями мышьяковой (реальгар-аурипигментовой), сурьмяной и золото-теллуровой рудных формаций. Весь этот низкотемпературный эпитермальный рудный комплекс обнаруживает признаки парагенетической связи с миоплиоценовыми малыми интрузиями конечных стадий развития альпийской геосинклинали (Магакьян, 1967а).

Донецкая провинция охватывает территорию складчатого Донбасса и его северо-западного продолжения, в том числе Бахмутскую котловину. О тектонической природе этой территории высказываются различные точки зрения. По-видимому, следует рассматривать ее как герцинский краевой прогиб Русской платформы, расположенный на окраине Средиземноморской геосинклинали и испытавший после позднюю мезозойскую активизацию.

Наиболее концентрированное ртутное оруденение в Донецкой провинции известно в Никитовском рудном поле. Никитовское месторождение, судя по составу руд и другим особенностям (Захаров, Королев, 1940; Никольский, 1959), является низкотемпературным гидротермальным месторождением практически монометальной ртутной формации. Размещение оруденения контролируется разломами и отчасти литологическими особенностями вмещающих пород. Намечается парагенетическая связь ртутного оруденения Никитовского рудного поля с эпите-

Рис. 1. Схема размещения ртутных провинций СССР (составил В. А. Кузнецов)

- | | | |
|---|---|--|
| 1 — провинции альпийских складчатых областей; | 6 — границы древних платформ; | <i>Тянь-Шань-Южно-Сибирский пояс:</i> |
| 2 — провинции мезозойских складчатых областей; | 7 — границы Средиземноморского альпийского пояса; | 6 — Тянь-Шаньская, |
| 3 — провинции мезозойского Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; | 8 — главнейшие разломы; | 7 — Чарский район, |
| 4 — провинции активизированных палеозойских и допалеозойских складчатых областей; | 9 — ртутные зоны | 8 — Алтае-Саянская, |
| 5 — провинции активизированных платформ (краевых поднятий, прогибов, срединных массивов); | Ртутные провинции (цифры в кружках). | 9 — район юга Сибирской платформы и Присаянья, |
| | <i>Средиземноморский пояс:</i> | 10 — район Енисейского края, |
| | 1 — Закарпатская, | 11 — Забайкальская; |
| | 2 — Кавказская, | <i>Тихоокеанский пояс:</i> |
| | 3 — Донецкая, | 12 — Верхояно-Колымская, |
| | 4 — Копетдагский район, | 13 — Охотско-Чукотская, |
| | 5 — район хребта Кугитангтау; | 14 — Корякско-Камчатская, |
| | | 15 — Приморская, |
| | | 16 — Сахалинская |

мальным свинцово-цинковым оруденением Нагольного кряжа. В последние годы на северо-западной окраине Донбаса (Славянский, Бантышевский и другие участки) обнаружены новые ртутные и ртутно-полиметаллические рудопоявления. Возраст оруденения определяется тем, что минерализация локализуется в разломах, секущих триасовые отложения, и многими исследователями определяется как позднемезозойский — меловой (Никольский, 1959; Скаржинский, 1968). Намечается парагенетическая связь оруденения с малыми интрузиями диоритовых порфириров и андезитов позднемезозойского возраста (Никольский, 1959; Бутурлинов, Панов, 1959).

Рудный район Копет-Дага располагается на прямом продолжении Средиземноморского альпийского пояса. В Копет-Даге имеются ртутные месторождения Кара-Ельчи и Куршурли, залегающие в складчатых толщах нижнемелового возраста. Альпийский возраст ртутного оруденения этого района не вызывает сомнения.

В хребте Кугитангтау (юго-западные отроги Гиссарского хребта) известно ртутно-полиметаллическое месторождение Тазачарва, расположенное в слабо дислоцированных отложениях верхней юры. Район хребта Кугитангтау находится вне Средиземноморского альпийского пояса и может рассматриваться как участок герцинской складчатой системы Южного Тянь-Шаня, испытавший альпийскую активизацию в связи с развитием Средиземноморской геосинклинали (Хамрабаев и др., 1964).

Тянь-Шань-Южно-Сибирский пояс

Тянь-Шаньская ртутная провинция занимает крайнее западное положение в пределах вновь выделяемого нами рудного пояса, примыкая к Средиземноморскому альпийскому поясу. Может быть, именно это определило особенно высокую насыщенность Тянь-Шаня проявлениями ртутного и сурьмяного оруденения.

Ртутное оруденение проявилось в различных структурно-металлогенетических зонах Тянь-Шаня. В каледонских структурах Северного Тянь-Шаня ртутное оруденение известно, но не достигает значительных концентраций. Наиболее богаты ртутными и сурьмяными месторождениями герцинские складчатые структуры Южного Тянь-Шаня, где еще работами Д. И. Щербакова и А. А. Саукова было установлено наличие протяженных сурьмяно-ртутных поясов: Южно-Ферганского и Зеравшано-Гиссарского. Наиболее изучен и известен Южно-Ферганский сурьмяно-ртутный пояс, прослеженный в последнее время далеко к западу от южного обрамления Ферганской котловины в западные отроги Туркестанского хребта и Мальгузарские горы (Смирнов, 1947; Карпова, 1960; Федорчук, 1964; Финкельштейн, 1969). В составе этого пояса участвуют известные Хайдарканское, Чаувайское, Сымапское ртутные, Кадамджайское сурьмяное и ряд других месторождений. Месторождения относятся к ртутной формации, к сурьмяно-ртутной (Хайдаркан, Чаувай) и собственно ртутной (Чонкой, Сымап и др.) субформациям, причем отмечается, что значительные концентрации антимонита в рудах характерны для восточного фланга, тогда как месторождения западного фланга пояса являются практически монометалльными ртутными (Финкельштейн, 1969). Для района Хайдаркан-Чаувай характерно также присутствие в рудах значительного количества флюорита, чем Тянь-Шаньская ртутная провинция отличается от большинства других. Ртутное оруденение в данной провинции относится к телетермальному типу (Федорчук, 1964; Федорчук и др., 1968). Вместе с тем в ряде районов привлекает внима-

ние пространственная ассоциация ртутного оруденения с дайками основного состава, линейными интрузиями гипербазитов, а также с массивами щелочных пород, вероятных дифференциатов основных магм.

В районах Тянь-Шаня намечается генетическая связь ртутной и сурьмяной рудных формаций, а также довольно отчетливая парагенетическая связь с близким по типу и геологическому возрасту телетермальным свинцово-цинковым оруденением.

В локализации оруденения в Тянь-Шаньской провинции, так же как и в других, важнейшую роль играют разломы. Южно-Ферганский сурьмяно-ртутный пояс располагается вдоль крупнейшей разрывной структуры глубокого заложения и длительного развития — Северо-Катранского краевого разлома, имеющего сложное кулисное (эшелонное) строение. На некоторых участках в зоне разлома имеет место наложение гидротермальных предрудных процессов на серпентиниты и образование листовитового типа руд характерного чаганузунского типа (Чонкойское месторождение). В большинстве случаев оруденение локализуется в карбонатных толщах, обычно испытавших дорудное окварцевание с образованием характерных для Хайдарканского рудного поля джаспероидов.

Как уже отмечалось, вопрос о возрасте ртутного оруденения Тянь-Шаня является дискуссионным. Большинство исследователей поддерживает представления о позднегерцинском времени оруденения (Синицын, 1959; Поярко, 1955; Федорчук, 1964). Однако несомненно заслуживают внимания новые фактические данные о находках проявлений сурьмяно-ртутного и близкого к нему по типу эпитермального свинцового оруденения в породах мезозойского возраста и в связи с мезо-кайнозойскими разломами. Видимо, есть основания для постановки вопроса о связи ртутного оруденения с региональными разломами, испытавшими мезозойские подновления, тектоническую активизацию. Анализ геологических и тектонических карт Тянь-Шаня и, в частности, наблюдаемая приуроченность цепочек юрских и меловых отложений в приразломных грабенах к некоторым зонам региональных разломов, ограничивающих мезо-кайнозойские впадины, в том числе Ферганскую, свидетельствуют о достаточно энергичных проявлениях во многих районах Тянь-Шаня процессов послегюрской активизации. Подобные соображения разделяются в настоящее время многими исследователями (Великий, 1968; Турбин, Александрова, 1968), возрождающими на новой базе представления первых исследователей ртутных месторождений Средней Азии (Сауков, 1946; Смирнов, 1947) об их альпийском возрасте.

Чарский рудный район Зайсанской металлогенической провинции в Северо-Восточном Казахстане и район Джунгарского Алатау являются как бы связующим звеном между Тянь-Шаньской и Алтае-Саянской ртутными провинциями. В Чарском районе, расположенном к северо-западу от озера Зайсан, известен ряд проявлений ртутного оруденения, принадлежащих к листовитовому типу руд ртутной формации. Оруденение размещается вдоль Чарского гипербазитового пояса и соответствующего глубинного разлома. Возраст серпентинитов считается герцинским. Ртутное оруденение, по-видимому, одновозрастно с оруденением смежных ртутных провинций.

В Джунгарском Алатау установлены проявления ртутного оруденения, принадлежащие к собственно ртутной формации. Оруденение локализуется в линейных зонах вдоль региональных разломов, в частности, вдоль Алакульско-Джунгарского. Возраст оруденения, по-видимому, позднегерцинский или раннемезозойский (нижнетриасовый). Оруденение не проявляет связи с вскрытыми в этом районе магматическими образованиями (Мулдагалеев, 1969).

Алтае-Саянская ртутная провинция является составной частью одноименной металлогенической провинции сложного геохимического профиля и многоэтапного полициклического развития. Профилирующими для каледонского этапа являются железо, титан, золото. Для герцинского — вольфрам, молибден, свинец, цинк, золото. Ртутное оруденение является наиболее поздним, совмещаясь в разных рудных районах с различными рудными формациями (Кузнецов, 1967). Важнейшими ртутными районами являются Горный Алтай, Тува, Кузнецкий Алатау, Салаир. Ртутное оруденение имеется в Восточном и Западном Саянах.

Для Алтае-Саянской области характерно слабое проявление сурьмяного и флюоритового оруденений и отсутствие низкотемпературных мышьяковых (реальгаровых) месторождений. Ртутное оруденение представлено практически одной монOMETальной ртутной формацией. В составе руд преобладает киноварь. Второстепенными являются незначительные количества антимонита, метациннабарита, гвадалкацарита, реальгара, аурипигмента, пирита. Встречаются сфалерит, швацит, халькопирит. Обнаружен новый цинк-кадмийсодержащий сульфид ртути — сауковит (Васильев, 1963, 1966). На востоке области, в предгорьях Восточного Саяна, в пределах активизированной окраины Сибирской платформы, в почти мономинеральных рудах Горхонского месторождения обнаружены селениды ртути — онофрит и тиманнит (Васильев, 1968).

Ртутное оруденение контролируется разломами, особенно четко глубинными, явно достигавшими подкорового субстрата, сопровождающимися иногда серпентинитовыми поясами. Особенно значительна роль краевых разломов, ограничивающих позднепалеозойские и мезо-кайнозойские прогибы (Кузнецкий, Тувинский и др.). Вдоль них формируются линейные ртутные зоны, наиболее крупными из которых являются Кузнецко-Алтайская зона (пояс) с ответвлениями в виде Саяно-Тувинской и Алтае-Салаирской зон. На юго-восточном фланге Кузнецко-Алтайской зоны, в Курайском районе размещаются известные Акташское и Чаганузунское месторождения. Первое из них относится к типу поднадвиговых субпластовых месторождений с рудами карбонатно-киноварного минерального типа. Второе располагается непосредственно в рудоподводящей зоне разлома под экраном серпентинитов и характеризуется рудами лиственитового типа, сходными с рудами Чонкойского месторождения в Южной Фергане.

Ртутные месторождения Алтае-Саянской области относятся к эпитепральным. В ряде районов отмечается структурная и, вероятно, отдаленная парагенетическая связь оруденения с проявлениями глубинного основного магматизма в виде серий даек диабазов и лампрофиров. Геологический возраст последних, подтверждаемый геохронологическими определениями, — ранний мезозой. Возраст ртутного оруденения — середина мезозоя (юра — нижний мел), хотя этот вопрос остается дискуссионным и существуют мнения относительно более древнего, девонского возраста ртутного оруденения Тувы и Горного Алтая и силурийского возраста ртути Салаира. Следует отметить, что новейшие материалы подтверждают вывод о том, что ртутное оруденение всех районов Алтае-Саянской области близко по времени образования и связывается с мезозойскими процессами активизации герцинских и каледонских складчатых структур области, с оживлением деятельности рудогенерирующих очагов в зонах глубинных разломов (Кузнецов, Оболенский, 1969).

Сибирская платформа также испытала сурьмяно-ртутную минерализацию в южной и юго-западной частях, подвергшихся позднепалеозойской и мезо-кайнозойской активизации (Присаянье, Енисейский кряж). В Енисейском кряже в последнее время установлено несколько киноварных рудопроявлений, обнаруживающих структурную связь с ра-

нее известными сурьмяными месторождениями. Последние (в том числе Раздольнинское) ранее считались древними, докембрийскими, но не исключен их более молодой возраст и связь с ртутным оруденением. На юге платформы и в предгорьях Восточного Саяна ртутное оруденение обнаруживает структурную и отдаленную парагенетическую связь с трапповыми интрузиями мезозойского возраста, оказываясь наложенным на магнетитовое скарновое оруденение (Страхов, 1968), а также некоторую связь с раннемезозойскими (триас) проявлениями щелочно-ультраосновного магматизма.

Забайкальская ртутная провинция охватывает два района: Прибайкалье с Байкальским поясом ртутного оруденения, включающим Келянское ртутное месторождение в Средне-Витимском районе, и Восточное Забайкалье с Забайкало-Амурским сурьмяно-ртутным поясом, контролируемым системой Монголо-Охотского глубинного разлома. По современным данным Келянское месторождение и рудопоявления в Байкальском поясе связываются с мезозойской или даже с кайнозойской активизацией древних складчатых структур и проявлениями кайнозойского базальтоидного вулканизма (Игнатович, Кандер, 1968). Ртутное оруденение Восточного Забайкалья (Усть-Егынское, Нерчинское и другие рудопоявления) обнаруживает структурную и парагенетическую связь с нижнемеловым вулканизмом и эпитермальными месторождениями золото-серебряной формации (балеЙского типа), флюоритовой формации и своеобразной ртутно-сурьмяно-вольфрамовой формации. Весь этот генетический ряд рудных формаций связывается с поздней меловой стадией мезозойской активизации каледонских и герцинских складчатых сооружений в зоне Монголо-Охотского глубинного разлома (А. Д. Щеглов, 1966, 1968; Сидоренко, 1968).

Прямым структурным продолжением Забайкальского пояса в системе Монголо-Охотского глубинного разлома является Амурский (Джагдинский) сурьмяно-ртутный пояс (Сидоренко, 1968), который можно рассматривать как крайнее восточное звено Тянь-Шань-Южно-Сибирского пояса мезо-кайнозойской активизации, на стыке последнего с Тихоокеанским рудным поясом.

Тихоокеанский рудный пояс

Уже упоминалось об исключительном значении Тихоокеанского пояса для локализации ртутного оруденения. К этому поясу принадлежат ртутные месторождения Канады, США, Мексики, Перу, Чили, Новой Зеландии, Японии. В составе Тихоокеанского рудного пояса в пределах СССР выделяется несколько ртутных провинций.

Верхояно-Колымская провинция соответствует одноименной складчатой области мезозойского возраста, расположенной между Сибирской платформой и Колымским срединным массивом. Для металлогении этой провинции особенно характерны золото и олово. Ртутное оруденение является наиболее поздним в ряду мезозойских рудных формаций и связывается с поздними стадиями развития складчатой области. Достаточно уверенно можно говорить о парагенетической связи ртутной и золото-сурьмяной рудных формаций, а также о связи обеих этих формаций с послескладчатыми малыми интрузиями субщелочных базальтоидов (Галкин, 1968; Оболенский, Оболенская, 1968). Соображения о возможной генетической связи ртутного оруденения с оловянным (Галкин, 1968) нельзя считать достаточно обоснованными.

Ртутное оруденение и здесь локализуется главным образом в зонах глубинных разломов и образует линейные ртутные пояса. Наиболее отчетливо выделяется Селеннях-Уяндинский ртутный пояс, расположенный по западному обрамлению Колымского срединного массива. В пре-

делах этого пояса располагается Лево-Сахындинский рудный узел с рядом месторождений (Северное, Колычанское и др.). Они характеризуются ртутными, а также своеобразными золото-сурьмяно-ртутными рудами, которые, по-видимому, являются результатом совмещения золото-сурьмяной и ртутной рудных формаций.

В особую Охотско-Чукотскую (Охотско-Чаунскую) ртутную провинцию, выделяется одноименная вулканическая зона (пояс). В отличие от описанной выше провинции, здесь ртутное оруденение пространственно и, вероятно, парагенетически связывается с поздне меловым вулканизмом. Месторождения относятся по типу к вулканогенным. Примером месторождения такого типа может быть месторождение Пламенное в Чукотском (Чаунском) районе, связанное с пластообразным телом минерализованных липаритов. В Арманском районе отмечалась ртутная минерализация в интенсивно алунитизированных верхнемеловых вулканитах и прорывающих последние дайках андезитов (Сперанская, 1961). Вместе с тем в районе Пламенного месторождения установлено, что ртутному оруденению предшествовало внедрение даек слюдяных лампрофиров. Меловые липариты в этом районе прорываются постверхнемеловыми — палеогеновыми дайками лампрофиров, а ртутная минерализация накладывается на липариты и на дайки лампрофиров (Оболенский, Оболенская, 1968). Следовательно, можно говорить лишь об отдаленных и самых общих связях ртутного оруденения с вулканизмом. Минеральный состав руд также почти не отличается от состава руд обычной практически монометаллической ртутной формации, хотя можно было ожидать, что в месторождениях вулканогенного типа он будет иметь определенные отличия. Характерной особенностью ртутных месторождений данной провинции является тесная ассоциация их с месторождениями эпitherмальных риолитовой оловянной и золото-серебряной формаций (Бабкин, Сидоров, 1968).

Корякско-Камчатская провинция выделяется в качестве самостоятельной ртутной провинции весьма отчетливо. Она соответствует одноименной альпийской (кайнозойской) геосинклинальной складчатой области, входящей во внутреннюю зону Тихоокеанского пояса. Ртутное оруденение проявляется здесь весьма широко и наряду с золотом, серебром и серой профилирует металлогению этой области. Ртутное оруденение локализуется в ряде линейных рудных зон, среди которых выделяются: Энычаваямская, включающая Ляпганайское и Тавенское рудные поля; Олюторская с одноименным сурьмяно-ртутным месторождением; Срединно-Камчатская (вторичных кварцитов) с Анавайским и другими месторождениями и ряд других зон.

Большая часть месторождений и рудопроявлений относится к ртутной рудной формации, которая, как и во многих других областях, тесно ассоциирует с сурьмяной и мышьяковой (реальгаровой) рудными формациями, образуя родственный мышьяково-сурьмяно-ртутный ряд или комплекс рудных формаций. В собственно ртутной формации выделяются листовенитово-киноварный и кварц-доломит-диккитовый минеральные типы месторождений. Характерной чертой этой провинции кайнозойского и современного вулканизма является наличие месторождений ртутной опалитовой формации, обнаруживающих сходство с известными опалитовыми месторождениями США. К этой формации относятся рудопроявления Чемпура, Алнейское, Белое и ряд других (Титов, Тарасенко, 1968).

Мышьяково-сурьмяно-ртутное оруденение в Корякско-Камчатской провинции ассоциирует и обнаруживает парагенетическую связь с золото-серебряным и медно-молибденовым оруденением и месторождениями самородной серы. Оруденение связывается с миоценовым, плиоценовым и четвертичным вулканизмом, чем определяется и возраст орудене-

ния. В некоторых районах Камчатки (в горячих источниках Апапеля, Налычевском и др., а также в кальдере Узон) обнаружено недавнее и современное отложение мышьяково-сурьмяно-ртутных руд (Пийп, 1937; И. И. Щеглов, 1962; Набоко, 1964; Набоко, Главатских, 1970). Четвертичное рудообразование (киноварь, метациннабарит, мельниковит, пирит, марказит, опал, гипс, самородная сера, барит) установлено в сольфатарном поле вулкана Менделеева на о-ве Кунашир в Курильской островной дуге, которая также входит в пределы Корякско-Камчатской ртутной провинции.

Приморская провинция выделяется в качестве особой ртутной провинции и включает территорию мезозойской складчатой области к востоку от Буреинского срединного массива, т. е. Приамурье и Сихотэ-Алинь. На этой территории известно значительное количество сурьмяно-ртутных рудопроявлений, большинство которых локализуется в пределах Хингано-Буреинской, Западно-Сихотэ-Алинской, Восточно-Сихотэ-Алинской и Кур-Амгуньской рудных зон. В двух последних имеет место наложение сурьмяно-ртутного оруденения на оловянно-сульфидное и свинцово-цинковое, причем в некоторых ртутных рудопроявлениях (Северное, Нетка) устанавливается повышенное по сравнению с кларком содержание олова, а в оловянно-сульфидных месторождениях — повышенное содержание ртути. В распределении ртутных месторождений по отношению к меловым гранитоидным массивам и оловоносным площадям местами (в том числе в Комсомольском рудном районе) наблюдается подобие геотермической зональности. На этих данных основаны представления о единстве процессов оловянного и ртутного рудообразования, которые, однако, нельзя считать достаточно обоснованными (Сидоренко, 1968). В Приморской провинции (Сихотэ-Алинь) проявились два этапа сурьмяно-ртутной минерализации. Главная масса рудопроявлений ртути имеет, по-видимому, палеогеновый возраст. Вместе с тем имеются признаки более поздней плиоцен-четвертичной кинноварной минерализации, связанной с базальтоидным вулканизмом этого возраста — отзвуком вулканических процессов на Сахалине и Японских островах, которые сопровождались синхронной ртутной минерализацией (Сидоренко и др., 1968).

Сахалинская провинция также может выделяться как самостоятельная ртутная провинция. Ртутное оруденение в ней связано с альпийскими движениями и локализуется главным образом в Тымь-Поронайской, Западно-Сахалинской и Восточно-Сахалинской ртутных зонах, приуроченных к зонам глубинных разломов. Большинство рудопроявлений Восточно-Сахалинской зоны относится к монометальной ртутной формации. Среди них выделяется группа рудопроявлений листовенитового типа (Светловское и др.). Рудопроявления Тымь-Поронайской и Западно-Сахалинской зон, связанные с неогеновыми вулканитами, отличаются более сложным составом руд, в который входят реальгар, кинноварь, метациннабарит, пирит, марказит, галенит, сфалерит и др. Эти рудопроявления могут быть отнесены к мышьяково-сурьмяно-ртутной формации. Намечается парагенетическая связь этого оруденения с золото-серебряным и полиметаллическим оруденением, как это наблюдается на месторождениях Японии (Рождественский, 1968).

Главные типы ртутных провинций

Анализ материалов по геологии ртутных провинций СССР с учетом литературных данных по зарубежным месторождениям позволяет сделать некоторые обобщения о типах ртутных провинций. При выделении типов ртутных провинций учитываются: тектонические условия рудообразования, характер и степень связи оруденения с магматизмом, формационный тип месторождений и другие факторы.

Наиболее отчетливо выделяются следующие главные типы ртутных провинций: 1) в областях альпийского и мезозойского вулканизма и вулканогенного ртутного оруденения; 2) в альпийских и мезозойских складчатых областях; 3) в палеозойских и допалеозойских складчатых областях, испытавших мезо-кайнозойскую активизацию и оруденение; 4) на активизированных платформах.

В провинциях первого типа, т. е. в областях альпийского (и современного), а также мезозойского вулканизма, ртутное оруденение парагенетически связано с вулканидами, производными синхронного с оруденением вулканизма. Месторождения относятся главным образом к вулканогенному типу, к мышьяково-сурьяно-ртутной (опалитовой ртутной) рудной формации. В зависимости от общего металлогенического профиля рудной провинции, области, района, ртутные месторождения ассоциируют с месторождениями различного формационного типа, участвуя в строении различных генетических рядов рудных формаций. В Закарпатской провинции ртутная формация ассоциирует с золото-свинцово-цинковой и золото-теллуровой рудными формациями. В рудной области Малого Кавказа мышьяково-сурьяно-ртутная формация входит в состав комплекса, членами которого является также мышьяковая (реальгаровая), сурьянная и золото-теллуровая рудные формации. В Камчатско-Курильской вулканической области опалитовая ртутная формация ассоциирует с формацией самородной серы, с золото-серебряной и с колчеданной формациями. В Охотско-Чукотской вулканической области — с золото-серебряной и оловянной риолитовой формациями. В некоторых районах устанавливается парагенетическая связь между этими рудными формациями и намечается проявление рудной зональности, чаще как производное полиасцендентного рудного процесса.

Для ртутных провинций второго типа, т. е. для альпийских и мезозойских складчатых областей (Корякская область, Верхояно-Колымская область, Кавказ, Копет-Даг), характерно то, что рудообразование происходит непосредственно после складчатости, на поздних стадиях развития складчатой области. Месторождения относятся к субвулканическому и эпитермальному типам, к собственно ртутной и мышьяково-сурьяно-ртутной формациям. Эти формации ассоциируют с золото-сурьяной (Верхояно-Колымская область), сурьянной, флюоритовой и другими формациями.

В ртутных провинциях третьего типа, в активизированных палеозойских и допалеозойских (герцинских, каледонских и байкальских) складчатых областях, ртутное оруденение оказывается значительно более поздним, чем складчатость, т. е. наложенным. В этих провинциях наблюдается совмещение ртутного оруденения с совершенно различными по возрасту и генетическому типу рудными формациями, генетические связи с которыми отсутствуют. Связь с вулканизмом не проявляется. Месторождения относятся к эпитермальному и телетермальному типам. Иногда выявляются отдаленные парагенетические связи оруденения с проявлениями глубинного подкорового магматизма. Месторождения относятся к ртутной рудной формации, главным образом к ртутной и сурьяно-ртутной субформациям. В Тянь-Шаньской провинции они ассоциируют с близкими по возрасту и типу свинцово-цинковой, сурьяной

и флюоритовой формациями. В Алтае-Саянской провинции — с свинцово-цинковой и сурьмяной формациями. В Восточном Забайкалье они входят в состав генетического ряда: золото-серебряная, антимонит-ферберитовая, флюоритовая, ртутная рудные формации. Рудная зональность проявляется в сравнительно слабой степени.

К ртутным провинциям четвертого типа относятся активизированные древние платформы или участки последних (Южно-Китайская платформа), краевые прогибы древних платформ (Донецко-Днепровский прогиб), краевые приподнятые массивы древних платформ (Енисейский кряж, Восточный Саян) и срединные массивы. Ртутное оруденение здесь всегда наложенное. Связь с вулканизмом отсутствует. Иногда отмечается парагенетическая связь с проявлениями глубинного подкорового магматизма. Месторождения относятся к телетермальному и эпитермальному типам, к ртутной формации. Иногда выявляется парагенетическая связь ртутного оруденения с однотипными свинцово-цинковой (Донецко-Днепровская впадина) и сурьмяной (Южный Китай) формациями. Рудная зональность выражается слабо или отсутствует.

Основные выводы

1. Ртутные месторождения принадлежат к двум рудным формациям: а) ртутной (с субформациями — собственно ртутной, сурьмяно-ртутной и мышьяково-ртутной), развитой вне областей синхронного оруденения вулканизма; б) опалитовой ртутной (мышьяково-сурьмяно-ртутной), характерной для областей проявления вулканизма и деятельности термальных источников. Первая, ртутная, формация ассоциирует обычно с сурьмяной, золото-сурьмяной, флюоритовой и свинцово-цинковой формациями. Для опалитовой ртутной формации наиболее характерна ассоциация с серной, мышьяковой, золото-серебряной формациями. Существенно различны гидротермальные окolorудные изменения пород, сопровождающие месторождения двух различных групп указанных рудных формаций.

2. Важнейшей региональной закономерностью размещения ртутных месторождений мира является локализация их в пределах планетарных рудных поясов: Средиземноморского и Тихоокеанского. Кроме этого, автором развиваются представления о существовании третьего трансконтинентального ртутного пояса: Тянь-Шань-Южно-Сибирского, наложенного на палеозойские и допалеозойские складчатые системы и соответствующего поясу мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации и сводово-глыбовых поднятий.

3. В пределах этих трех рудных поясов на территории СССР выделяется ряд ртутных провинций. Они существенно различаются по геологическому строению, тектоническим условиям рудообразования, отношению ртутного оруденения к магматизму, составу рудных формаций и другим особенностям. Выделяются главные типы ртутных провинций: а) области альпийского и мезозойского вулканизма и связанного с ним оруденения, представленного главным образом опалитовой ртутной формацией; б) альпийские и мезозойские складчатые области; в) палеозойские и допалеозойские складчатые области, испытывавшие мезо-кайнозойскую активизацию и оруденение; г) активизированные древние платформы. Различные типы ртутных провинций отличаются особенностями, определяющими условия локализации ртутного оруденения. Выделение и типизация ртутных провинций могут быть основой прогнозно-металлогенетических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабкин П. В.* Генезис и закономерности размещения ртутно-рудных формаций в Северо-Восточной рудной провинции.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.
- Бабкин П. В., Сидоров А. А.* Рудные формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Докл. АН СССР, 1968, 183, № 4.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А.* Возможная роль основных интрузий в магматической активизации платформ и древних складчатых сооружений.— В сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
- Боголепов К. В.* Мезозойская тектоника Сибири. Изд-во «Наука», 1967.
- Бутурлинов Н. В., Панов Б. С.* Об изверженных породах и рудной минерализации Донецкого бассейна.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1959, вып. 4, ч. 88.
- Васильев В. И.* О находке цинксодержащей разновидности метациннабарита — гвадалкацарита в ртутных рудах Горного Алтая. Докл. АН СССР, 1963, 153, № 3.
- Васильев В. И.* Сауковит (saukovite) — новый цинк-кадмийсодержащий сульфид ртути.— Докл. АН СССР, 1966, 168, № 1.
- Васильев В. И.* Новые рудные минералы ртутных месторождений Горного Алтая и их парагенезисы.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.
- Васильев В. И., Лаврентьев Ю. Г.* Находка онофрита — селенсодержащей разновидности черного сульфида ртути в ртутных рудах Алтае-Саянской области.— Докл. АН СССР, 1968, 182, № 2.
- Великий А. С.* Некоторые закономерности размещения сурьмяно-ртутных месторождений Киргизии и Таджикистана.— В сб. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1963.
- Галкин М. А.* Структурно-минералогические и генетические особенности ртутных месторождений Северо-Восточной Якутии.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.
- Демидова Н. Г.* Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории Большого Кавказа.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
- Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А.* Сравнительная характеристика магматизма и металлогении Кавказа, Крыма и Карпат.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 8.
- Зайцева В. Н.* Некоторые закономерности размещения ртутных месторождений в Закарпатье.— В сб. «Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья». Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Захаров Е. Е.* К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Захаров Е. Е., Королев Н. И.* Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. Изд-во АН СССР, 1940.
- Игнатювич В. И., Кандер В. М.* Геологические особенности и возраст ртутного оруденения Прибайкалья.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.
- Карпова Е. Д.* Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Котляр В. Н.* Вулканогенные гидротермальные месторождения.— В сб. «Генезис эндогенных рудных месторождений». Изд-во «Недра», 1968.
- Кузнецов В. А.* Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Кузнецов В. А.* Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
- Кузнецов В. А.* Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. Изд-во «Наука», 1967.
- Кузнецов В. А.* Основные проблемы металлогении ртути.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.
- Кузнецов В. А.* Ртутные провинции СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 1.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А.* Проблема возраста ртутного оруденения Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофиз., 1969, № 5.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А.* Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества.— Геол. и геофиз., 1970, № 4.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Васильев В. И.* Опыт систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока на формационной основе.— В сб. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Лазаренко Э. А.* Альпийский магматизм и рудообразование Закарпатья и сопредельных районов.— В сб. «Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья». Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Лыков А. В.* Явления переноса в капиллярно-пористых телах. Гостехтеориздат, 1954.
- Магакьян И. Г.* Рудные месторождения. Госгеолтехиздат, 1955.
- Магакьян И. Г.* Основы металлогении материков. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.

- Магакьян И. Г. Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. Изд-во «Наука», 1967а.
- Магакьян И. Г. Опыт классификации рудных формаций СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1967б, № 5.
- Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. Изд-во «Наука», 1964.
- Малеев Е. Ф. Типы ртутного оруденения и связь их с вулканизмом.— Докл. АН СССР, 1967, 176, № 3.
- Мерлич Б. В. Закономерности в формировании ртутного оруденения Вышковского района (Закарпатье).— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 4.
- Мерлич Б. В. Стадии эндогенного рудообразования в Закарпатье. Изд-во Львовск. ун-та, 1961.
- Мерлич Б. В. Основные закономерности формирования и размещения верхне-неогенового оруденения Закарпатья.— В сб. «Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья». Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
- Миляновский Е. Е., Хаин В. Е. Основные черты тектонического развития альпийского Средиземноморско-Индонезийского пояса.— В сб. «Доклады сов. геологов на XIII сессии МГК. Проблема 3». Изд-во «Наука», 1968.
- Набоко С. И. Современные вулканы и газогидротермальная деятельность.— В кн. «Геология СССР», т. 31, ч. 1. Изд-во «Недра», 1964.
- Набоко С. И., Главатских С. Ф. Современная рудная минерализация в кальдере Узон на Камчатке.— Докл. АН СССР, 1970, 191, № 3.
- Нетреба А. В., Платонов К. В. Ртутно-сурьмяное оруденение Северо-Западного Кавказа.— Ученые записки САИГИМС, 1961, вып. 6.
- Неверов Ю. Л. О находке киновари на вулкане Менделеева (о-в Кунашир).— Труды СахКНИИ СО АН СССР, 1963, вып. 15.
- Никольский И. Л. Геология ртутных месторождений центрального района Донецкого бассейна. Изд-во Донецк. индустр. ин-та, 1959.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудоносных растворов.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.
- Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Добровольская М. Г. и др. Современное ртутное рудообразование на вулкане Менделеева (Курильские острова).— Геол. рудн. месторожд., 1969, № 5.
- Онихимовский В. В. О перспективах выявления ртутных месторождений на территории Дальневосточного геологического управления.— Сов. геология, 1960, № 9.
- Пийп Б. Н. Термальные ключи Камчатки.— СОПС АН СССР, серия Камчатская, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1937.
- Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем.— Геол. и геофиз., 1962, № 11, 12.
- Поярков В. Э. Ртуть и сурьма. Госгеолтехиздат, 1955.
- Поярков В. Э. Классификация геологических типов ртутных и сурьмяных месторождений.— Разв. и охрана недр, 1962, № 11.
- Радкевич Е. А. Сравнительная характеристика западной ветви Тихоокеанского и Средиземноморского рудных поясов.— Геол. и геофиз., 1967, № 11.
- Радкевич Е. А. Связь оруденения с гранитами.— В сб. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Якутск, 1969.
- Руб М. Г., Макеев Т. В. Проявления метасоматической зональности около жил кварц-турмалинового состава (на примере Мяо-Чанского района).— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 6.
- Рождественский В. С. Ртутное оруденение о-ва Сахалин.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.
- Сауков А. А. Геохимия ртути.— Труды ГИН АН СССР, 1946, вып. 78.
- Сидоренко З. В. Сурьмяно-ртутные металлогенные зоны юга Дальнего Востока.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.
- Сидоренко З. В., Бергер В. И., Попович Н. И. О возрасте ртутной минерализации Сихотэ-Алиня.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.
- Синицын Н. М. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения западного Тянь-Шаня.— Сов. геология, 1959, № 2.
- Скаржинский В. И. Основные закономерности размещения и перспективы поисков месторождений ртути на Украине.— Геол. ж., 1968, 28, вып. 5.
- Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. Госгеолиздат, 1947.
- Смирнов В. И. О некоторых рудных месторождениях США.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 4.
- Смирнов В. И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.
- Смирнов В. И. О классификации магматогенных рудных месторождений.— Вестн. МГУ, 1967, № 5.
- Смирнов В. И., Рыженко Л. М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Сперанская И. М. Месторождения алунита типа вторичных кварцитов на Северо-Востоке СССР.— Записки Всес. мин. об-ва, 1961, вып. 3, ч. 90.
- Страхов Л. Г. О вертикальной зональности железорудных месторождений Ангаро-Илимского типа.— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 1.
- Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Средиземноморского

- геосинклинального пояса.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
- Тектоническая карта Евразии (под ред. акад. А. Л. Яншина). М., 1966.
- Титов И. Н., Тарасенко Т. В. Закономерности размещения и типы ртутных проявлений Корякского нагорья и Камчатки.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.
- Турбин Л. И., Малыгин В. В. Об альпийском эндогенном оруденении некоторых районов Западного Тянь-Шаня.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
- Турбин Л. И., Александрова Н. В. К проблеме альпийского эндогенного оруденения Киргизского Тянь-Шаня.— В сб. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.
- Федорчук В. П. Типы ртутно-сурьмяных месторождений и некоторые вопросы их классификации.— Ученые записки САИГИМС, 1961, вып. 6.
- Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. Изд-во «Недра», 1964.
- Федорчук В. П., Анфиногенова Л. Н., Бочкарев И. И. и др. Металлогения ртути и сурьмы Тянь-Шаня.— В сб. «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе, изд-во «Илим», 1968.
- Хамрабаев И. Х., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. и др. Некоторые черты киммерийской и альпийской металлогении Узбекистана.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
- Черницын В. Б. К истории металлогенического развития Северного Кавказа.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. Изд-во «Наука», 1967.
- Шипулин Ф. К. К теории процессов контактового метаморфизма.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 3.
- Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование. Изд-во «Наука», 1968.
- Шипулин Ф. К. Об источниках вещества при эндогенном рудообразовании.— В сб. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрографии и минералогии», т. 1. Изд-во «Наука», 1969.
- Щеглов А. Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных складчатых областей Забайкалья. В сб. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Изд-во «Недра», 1968.
- Щеглов И. И. О современном отложении киновари в источнике Апапель.— Докл. АН СССР, 1962, 145, № 6.
- Щеглов И. И., Парфенов Л. М. Особенности структурного положения ртутной формации Восточного Саяна и южной окраины Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1967, № 4.
- Szadeczky-Kardoss E. On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water.— Acta Geol. Akad. Sci. Hungary, 1958, 5.

ЗОЛОТО-СУРЬМЯНАЯ И РТУТНАЯ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЯКУТИИ

А. А. Оболенский, Р. В. Оболенская

Первые сведения о ртутной минерализации, обнаруженной в Северо-Восточной Якутии, были сообщены И. Я. Некрасовым (Некрасов, Тимофеева, 1963; Некрасов, 1964). Основываясь на приведенных им данных, утвердилось представление на раннем этапе изучения ртутных месторождений и рудопроявлений как о достаточно сложных по минеральному составу образованиях, сформированных в различные стадии единого постмагматического гидротермального рудообразующегося процесса, проявлению которого своим просхождением обязаны оловянно-вольфрамовые, полиметаллические, золоторудные и золото-сурьмяно-ртутные месторождения. Гидротермальная деятельность связывалась И. Я. Некрасовым с магматическими очагами, из которых образовались верхнемеловые гранитоидные интрузии, широко развитые в этом районе. На основании этих данных в систематике ртутных месторождений Сибири месторождения ртути Северо-Восточной Якутии относились к сложной олово-золото-ртутной формации (В. А. Кузнецов, 1964; В. А. Кузнецов и др., 1966). Детальное изучение этих месторождений, проведенное в последние годы (Галкин, 1968; Оболенский, Оболенская 1968), позволило в Лево-Сакынджинском рудном узле выделить месторождения, по крайней мере, двух самостоятельных рудных формаций: золото-сурьмяной и собственно ртутной, парагенетически связанных с дайковым комплексом щелочно-базальтоидных пород.

Некоторые закономерности пространственного размещения золото-сурьмяного и ртутного оруденения

Признаки золото-сурьмяного и ртутного оруденения установлены во многих районах Якутии. По данным М. А. Галкина (1969), В. В. Еловских (1969) и других исследователей, размещаются они в трех крупных металлогенических зонах, пространственно совпадающих с основными тектоническими структурами территории Якутии (рис. 1). Наиболее четко выделяется Уяндино-Ясачнинская линейная металлогеническая зона, размещающаяся вдоль краевых глубинных разломов, ограничивающих с северо-запада Колымский массив. Проявления ртутного оруденения вдоль обрамления Колымского срединного массива пространственно связаны с крупными разрывными зонами, разделяющими палеозойские структуры Колымского массива и структуры области мезозойской складчатости. Гакое положение занимают Нальчанская и Калычанская (Лево-Сакынджинский рудный узел) ртутные зоны, расположенные на границе Селенняхского окраинного антиклинория Колымского срединного массива и Полоусного синклинория, относящегося к области мезозойской складчатости. В ряде случаев ртутная минерализация установлена в разломах, ограничивающих наложенные впадины, которые расположены в окраинных частях Колымского срединного массива и выполнены мезозойскими отложениями. К числу

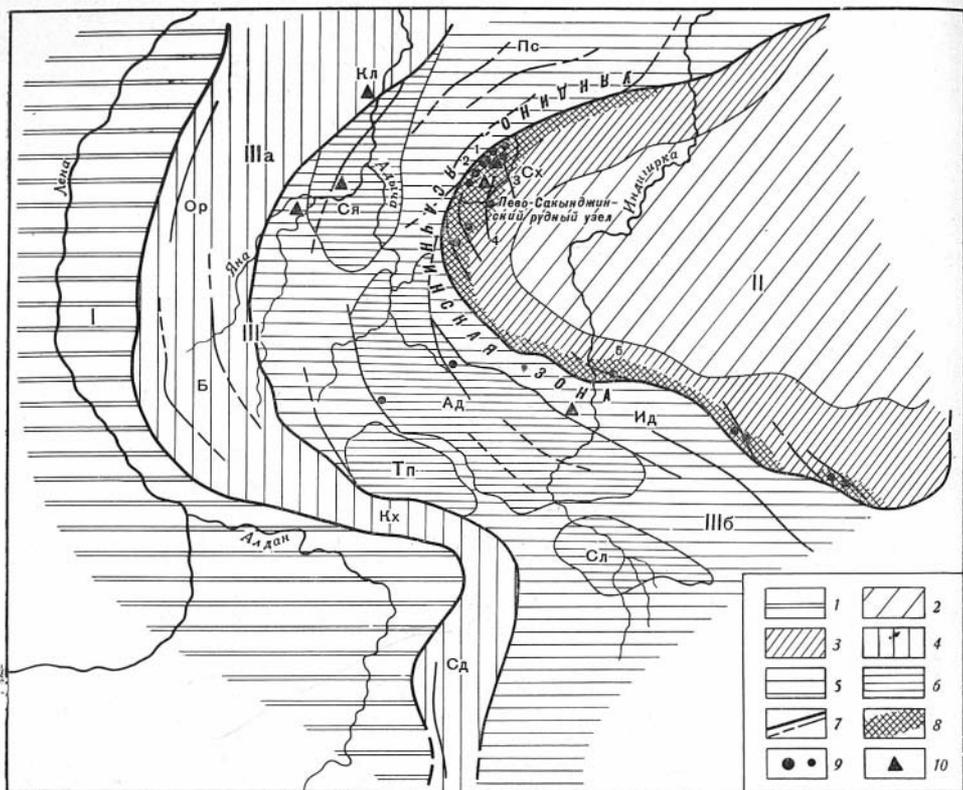


Рис. 1. Схема размещения золото-сурьмяного и ртутного оруденения в тектонических структурах Якутии (составлена по материалам Мокшанцева, 1969 и Галкина, 1969)

- | | | |
|--|---|--|
| 1 — Сибирская платформа; | 10 — проявления золото-сурьмяной минерализации. | норная зона (синклинории): |
| 2 — Колымский срединный массив; | Тектонические структуры: | Пс — Полоусный, |
| 3 — горст-антиклинории обрамления Колымского срединного массива; | I — Сибирская платформа, | Ид — Инъяли-Дебинский; погребенные выступы фундамента: |
| 4 — Верхоянский мегантиклинорий; | II — Колымский срединный массив (Сх — Селенняхский антиклинорий); | Ся — Средне-Янский, |
| 5 — Яно-Индигирская синклинорная зона; | III — Верхояно - Чукотская складчатая область, | Ад — Адычанский, |
| 6 — зоны пологих складчатых дислокаций (погребенные выступы фундамента); | IIIa — Верхоянский мегантиклинорий (антиклинорий): | Тп — Томпонский, |
| 7 — разломы; | Кл — Куларский, | Сл — Сунтаро - Лабанкырский. |
| 8 — Уяндино - Селенняхский ртутный рудный пояс; | Ор — Орулганский, | Рудные зоны (цифры в кружках): |
| 9 — проявления ртутной минерализации; | Б — Быраинский, | 1 — Нальчанская, |
| | Кх — Куранахский, | 2 — Калычанская, |
| | Сд — Сеттэ-Дабанский, | 3 — Джапканджинская и Моголохская, |
| | IIIб — Яно-Индигирская синклинорная зона (синклинории): | 4 — Догдинская и Кыринская, |
| | | 5 — Инъяли-Нерская |

таких структур относятся: в Селенняхском крае — Джапканджинская и Моголохская, в хребте Тас-Хаяхта — Кыринская и Догдинская, в хребте Черского — Инъяли-Нерская зоны. Эти данные позволили М. А. Галкину (1969) на северо-востоке Якутии выделить сложный по строению и протягивающийся на несколько сотен километров Уяндино-Селенняхский ртутный рудный пояс, а перечисленные выше отдельные рудные зоны рассматривать в качестве составляющих его элементов. Очень четко определяется тектоническое положение выделенного ртутного пояса, пространственно совпадающего с серией крупных региональных разломов, которые являются по своему положению крае-

выми глубинными разломами. Как известно, с подобного типа тектоническими структурами связаны проявления ртутной минерализации в других ртутных провинциях СССР, зарекомендовавших себя в качестве важных рудных районов.

Крупная площадная структурно-металлогеническая зона — Яно-Индигирская — совпадает с одноименной сложной складчатой синклинорной зоной. Проявления ртутной минерализации в ее пределах располагаются в виде линейно вытянутых цепочек вдоль глубинных разломов, разделяющих отдельные тектонические элементы этой зоны, либо тяготеют к разрывам вдоль осевых частей складчатых структур. Такова позиция шлиховых ореолов, выявленных, например, в пределах Полоусного синклинория, Адычанского и Томпонского районов пологих дислокаций.

И, наконец, в третьей площадной структурно-металлогенической зоне, располагающейся в пределах Верхоянского мегантиклинория, проявления ртутной минерализации известны в районе Орулганского, Быраинского и Сеттэ-Дабанского антиклинориев. В последнее время коренные рудопроявления ртутной и золото-сурьмяной минерализации были установлены на юге Якутии в пределах зоны Станового глубинного разлома, разделяющего структуры Байкальской складчатой области и Алданского щита, что позволяет выделить эту структурную зону в качестве самостоятельной ртутно-рудной зоны.

Таким образом, в региональном плане размещение ртутной и золото-сурьмяной минерализации на территории Якутии подчиняется в основном факторам структурного контроля, что является особенно характерной закономерностью размещения подобных месторождений.

Минеральный состав месторождений и рудопроявлений золото-сурьмяной и ртутной минерализации. Рудные формации

На территории Якутии, которая выделяется как самостоятельная (Верхояно-Колымская) ртутно-рудная провинция (Кузнецов, 1970), наибольшее число выявленных и изученных месторождений и рудопроявлений сосредоточено в Нальчанской и Калычанской рудных зонах, образующих Лево-Сакыджинский рудный узел в пределах Уяндино-Селеняхского ртутного пояса (рис. 1). Обе рудные зоны пространственно связаны с крупными разломами, по которым приведены в соприкосновение терригенно-карбонатные отложения палеозоя, слагающие окраинный антиклинорий эпипалеозойского Колымского срединного массива, и мезозойские песчано-сланцевые толщи Полоусного синклинория. По характеру движений это взбросы и сбросо-сдвиги, которые в участках подворота структур переходят в пологие структуры типа надвигов. Месторождения и рудопроявления золото-сурьмяной и ртутной минерализаций располагаются в приподнятом и надвинутом блоке, сложенном палеозойскими породами, причем, как правило, наблюдается пространственное обособление кварцево-антимонитовой с золотом, более ранней по времени проявления, и собственно киноварной поздней минеральных ассоциаций, что уже позволяет считать их генетически самостоятельными образованиями. Кроме того, в других структурно-металлогенических зонах Якутии также известны аналогичные самостоятельные золото-антимонитовые месторождения (например, Куларский район).

Присутствие золота является отличительной чертой минерального и вещественного состава руд кварцево-антимонитовых и ртутных месторождений Лево-Сакыджинского узла. Более детально остановимся на рассмотрении особенностей золото-антимонитовой минерализации. Про-

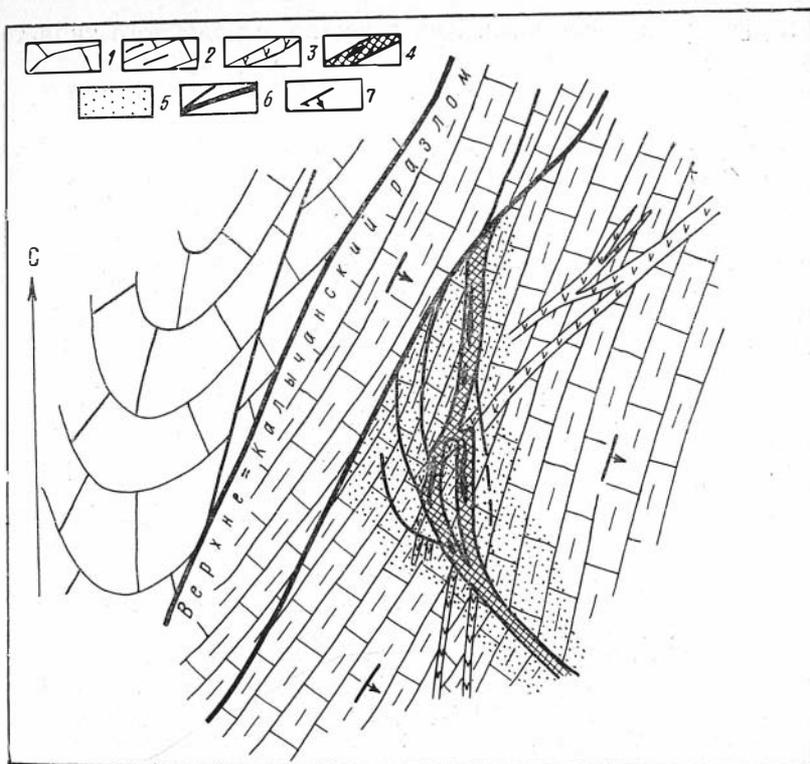


Рис. 2. Дайки базальтоидов и рудная минерализация на участке Пологий

- | | |
|-----------------------------------|-------------------------------|
| 1 — известняки силура; | 5 — околорудное окварцевание; |
| 2 — сланцы и известняки ордовика; | 6 — разломы; |
| 3 — дайки диабазов; | 7 — элементы залегания |
| 4 — рудные зоны; | |

явлена эта минерализация на участках Пологий, Арбат, Скрытый, в южной части Лево-Сакинджинского узла, в пределах Северного рудного поля, пространственно связанного с Верхне-Калычанским разломом. По этому разлому на участке Пологом в ядре сильно сжатой Калычанской антиклинали происходит надвигание среднеордовикских толсто-, реже тонкослоистых известняков с прослоями филлитизированных глинистых сланцев на нижнесиллурийские известняки крыла антиклинали. Оруденение локализовано в висячем крыле Верхне-Калычанского взбросо-сдвига вдоль сопряженных с ним разломов северо-восточного простирания и зон брекчирования (рис. 2). Для рудного поля характерны следующие типы рудных тел: минерализованные зоны дробления вдоль разлома в ядре антиклинали; согласные линзообразные залежи, приуроченные к трещинам отслоения различных по составу пластов на крыльях антиклинали; межформационные зоны дробления на границе различных по литологическому составу толщ; штокверковые зоны в сводовой части сжатой и нарушенной разломами антиклинали. На участке Пологий вскрыто и разведано два рудных тела, представляющих собой довольно мощные (до 20 м) протяженные минерализованные зоны дробления в окварцованных известняках среднего ордовика. Простирание зон меридиональное, падение — крутое. Окварцевание и рудная минерализация отчетливо накладываются на дайки диабазов, развитые на этом участке и приуроченные к разрывам субмеридионального и северо-восточного простирания, грубо параллельным основному Верхне-Калычанскому разлому. Мощность отдельных даек достигает 10—12 м. Минерализованные

зоны дробления под острым углом срезают напластование пород, в результате чего прослойки филлитовидных сланцев выполняют роль местных экранов, и под ними в трещинах отслоения образуются согласные линзовидные рудные залежи. В составе руд установлены следующие рудные минералы: пирит, золото, антимонит, более редко встречаются арсенопирит, марказит и халькопирит. Среди жильных минералов преобладают халцедоновидный кварц, карбонаты (кальцит, доломит), реже встречается барит. В зоне окисления отмечаются лимонит, кермезит и сурьмяные охры. Характеристика золото-антимонитовой ассоциации приведена также в работе М. А. Галкина (1966). По его данным, формирование золото-антимонитовых руд происходило в одну стадию. Нами же в аншлифах отмечалось дробление и катаклаз выделений пирита, который образует правильно оgranенные зерна, равномерно распределенные по всей массе рудных тел, что свидетельствует о внутриминерализационных подвижках. Выделения золота относятся к двум генерациям. Ранее золото выделялось до антимонита и тяготеет к участкам раздробленного кварца, цвет его розовато-желтый. Оно образует ветвящиеся нитевидные прожилки и обособленные зерна до 0,5 см в поперечнике и приурочено к минерализованным зонам дробления. В рудных телах, сложенных преимущественно антимонитом, золото второй генерации мелкозернистое (0,05—0,3 мм), встречается в межзерновых пространствах выделений антимонита в виде зерен, дендритовидных скоплений и тончайших волосовидных прожилков. Цвет его ярко-желтый до лимонно-желтого. Выделялось оно до антимонита, либо почти одновременно с ним. Золото отличается высокой пробностью: содержание золота — 97,9—97,7%; серебра — 0,95—0,96%; ртути — 0,11—0,46%; окиси железа — 0,06—0,04%; висмута — 0,001—0,003%; н. о. — 1,11—1,21% (Галкин, 1966). Антимонит образует средне- и крупнокристаллические скопления, реже встречается в виде агрегатов игольчатых, шестоватых кристаллов. Кроме того, для него характерны деформированные пластинчатые двойники прорастания. Киноварь на участке Пологий была отмечена в виде мельчайших включений в кальцитовых прожилках, отчетливо пересекающих кварцево-антимонитовые руды, и в кварцево-карбонатном цементе минерализованных зон дробления, т. е. связана с минеральными образованиями, сформированными уже более поздними процессами.

Кварцево-антимонитовая с золотом минерализация, более детально изученная на участке Пологом, установлена и на других участках Калычанской зоны — например, на Арбатском, где она приурочена к мощной и протяженной зоне дробления среди нижнесилурийских известняков, прорванных дайками габбро-диабазов, также претерпевших гидротермальный метаморфизм и наложение оруденения. Так, в одной из сильно осветленных, окварцованных даек содержание золота составило от 0,1 до 0,5 г/т. Признаки золото-антимонитовой минерализации известны и в районе участка Скрытый. Таким образом, для Лево-Сакинджинского рудного узла характерна пространственная обособленность проявлений золото-антимонитовой минерализации в виде самостоятельных месторождений и рудопроявлений, хотя в общем плане сохраняется приуроченность их к одним и тем же рудоконтролирующим структурам. На остальных многочисленных ртутных месторождениях и рудопроявлениях в пределах Лево-Сакинджинского рудного узла кварцево-антимонитовая с золотом минерализация пока не установлена. Выдержанность минерального состава и пространственная обособленность более ранней золото-антимонитовой минерализации, а также наличие подобных месторождений за пределами Лево-Сакинджинского рудного узла в других структурно-металлогенических зонах Якутии (рис. 1) позволяют рассматривать их как самостоятельную группу месторождений со сходным минеральным составом, т. е. как рудную формацию.

Широко распространена в пределах Лево-Сакинджинского рудного узла и ртутная минерализация. Закономерности пространственного размещения и структурные типы этих месторождений описаны в ряде работ М. А. Галкина (1964, 1965, 1968, 1969), мы не будем подробно их рассматривать, отметим только, что размещение всех выявленных месторождений и рудопроявлений строго контролируется структурными факторами, причем характерно формирование рудовмещающих структур в обстановке сжатия. В связи с этим рудными телами чаще всего являются минерализованные зоны дробления вдоль трещин скалывания, разрыва или отслоение пластов, нередко штокверковые зоны и простые жилы выполнения. В ряде случаев устанавливается приуроченность ртутной минерализации к общим рудоконтролирующим структурам, что позволяет сближенные рудные участки рассматривать как единые рудные поля и месторождения. Так, выделяется Сэбикчанское рудное поле, объединяющее ряд участков, характеризующихся однотипностью рудовмещающих структур. Наиболее благоприятными для образования разрывов были границы пород, резко различных по литологическому составу, что обусловило отчетливый структурно-литологический контроль в размещении оруденения. Как правило, наиболее богатые рудные тела располагаются в структурах внутриформационного расслоения, образуя согласные линзообразные и пластообразные залежи. В структурах Сэбикчанского рудного поля расположено наиболее значительное по масштабу месторождение Гал-Хая. Ряд сближенных участков в Нальчанской зоне выделяются как Нальчанское месторождение (участки Ранний и Малыш); в состав Калычанского месторождения входят участки Дагор, Средний, Новый, связанные с Нижне-Калычанским разломом.

Поскольку рудоконтролирующие разрывные структуры в пределах Лево-Сакинджинского рудного узла осложняют палеозойские складчатые структуры и накладываются на них, намечается определенная закономерность в формировании тех и других структурных типов месторождений. Так, в нарушенных сводах антиклинальных складок в условиях однородного литологического состава вмещающих пород развиваются минерализованные зоны дробления, часто сопровождающиеся штокверками как в висячем, так и в лежачем боку нарушений, или штокверкоподобные оруденелые блоки дробленых пород. При сложном составе отложений возникают пластообразные тела в полостях отслоений разнородных пластов под надвигами. На крыльях складок преобладают секущие тела, зоны дробления, жилы. Вмещающими породами подавляющего большинства ртутных месторождений и рудопроявлений Лево-Сакинджинского рудного узла служат средне- и толстослоистые известняки среднего ордовика, тонкослоистые известняки и сланцы верхнего ордовика и нижнего силура. Это обстоятельство предопределяет однообразие и значительную простоту минерального состава руд, относящихся к карбонатно-киноварному минеральному типу. Ведущим рудным минералом является киноварь, кроме киновари отмечаются пирит, марказит, халькопирит, очень редко встречаются арсенопирит и антимонит. В рудах обычно присутствуют реальгар и аурипигмент. Из жильных минералов в киноварных рудах наиболее распространенным является кальцит, в меньшей степени кварц, редко встречаются диккит, барит и флюорит. Были встречены также гипс, самородная сера, самородная ртуть, в одном случае отмечались включения твердого битума, типа антраксолита.

М. А. Галкиным (1966) в составе ртутных руд было установлено золото. Это золото по внешнему облику и химическому составу значительно отличается от золота кварцево-антимонитовой минеральной ассоциации. В виде мельчайших чешуек размером 0,01—0,1 мм оно было встречено в ассоциации с киноварью, пиритом, реальгаром и аурипиг-

ментом в прожилках халцедоновидного кварца и кальцита в известняках. Золото низкопробное, с высоким содержанием серебра (от 11 до 19%). Околорудные изменения вмещающих пород выражены широко проявленной интенсивной прерудной доломитизацией, отложение руд непосредственно сопровождается незначительным окварцеванием и карбонатизацией (кальцитизацией, брейнеритизацией).

Для ртутных руд месторождений и рудопроявлений Лево-Сахын-джинского рудного узла характерно многообразие текстурных типов руд. Выделяются руды массивной, прожилковой, брекчиевой, псевдобрекчиевой, штокверковой и различных видов вкрапленной текстур. В ряде случаев текстурный узор бывает более сложным и представляет собой сочетание двух из перечисленных выше типов, например прожилково-вкрапленные руды и т. д. Несмотря на многообразие текстурных типов руд в большинстве случаев своим происхождением они обязаны процессу метасоматоза, как способу отложения вещества. Основываясь на этом, можно предположить, что рудоносные растворы поступали в область рудоотложения равномерно и длительно. Метасоматический тип руд предопределяет также постоянство условий рудоотложения на значительных интервалах по вертикали в пределах выявленных рудоконтролирующих структур, что особенно важно для оценки распространения оруденения на глубину. Такой метасоматический характер рудоотложения хорошо согласуется с установленными нами относительно повышенными начальными температурами минералообразования ртутных руд по методу гомогенизации газово-жидких включений в кварце, кальците и флюорите. Температуры кристаллизации дорудного кварца из кварцево-карбонатно-киноварных жил месторождения Гал-Хая лежат в интервале температур 235—190°С (от центра к периферии кристалла). Температура кристаллизации жильного кальцита, нарастающего на кварце и содержащего метасоматическую вкрапленность киновари из этих же жил, 140—175°С. Такие же температуры кристаллизации молочно-белого крупнокристаллического кальцита, непосредственно предшествующего отложению киновари на участке Восток-II. Более низкими температурами кристаллизации (110—125°С) характеризуется кристаллический прозрачный кальцит с включениями киновари (участки Гал-Хая, Восток-II, Ольховый, Сэбикчанский). Температуры образования флюорита, отложение которого предшествовало кристаллизации киновари и гипогенной самородной серы на Сэбикчанском участке, равны 150—165°С. Учитывая, что формирование ртутных руд происходило практически в одну стадию минерализации, результаты минералотермометрических исследований показывают, что процесс минералообразования развивался на фоне снижения температур рудообразующих растворов, причем снижение температуры было немаловажным фактором, определяющим не только состав отлагавшихся минеральных ассоциаций, но и влияющим на способ отложения минерального вещества. Высокие начальные температуры рудообразующих растворов способствовали развитию метасоматических процессов.

Несколько отличными по минеральному типу от месторождений Лево-Сахын-джинского рудного узла являются рудопроявления в Догдинской впадине. Ртутное оруденение приурочено здесь к линзам туфолов среди кислых эффузивов верхней юры и представлено густой сетью баритовых и гипсовых прожилков с тонкой вкрапленностью киновари. Предварительно руды этих рудопроявлений могут быть отнесены к барито-киноварному минеральному типу. В настоящее время эти проявления ртутной минерализации еще недостаточно хорошо изучены.

Из приведенной характеристики видно, что ртутные месторождения, развитые в северо-восточной Якутии, практически не отличаются от типичных месторождений ртути, известных в соседних районах Чукотки

и карбонто-киноварных месторождений Алтае-Саянской ртутной провинции и других районов, т. е. они с полным основанием могут быть отнесены к ртутной рудной формации.

Связь золото-сурьмяной и ртутной формаций с магматизмом и некоторые вопросы их генезиса

Вопросами выявления связи различных типов оруденения в Якутии с магматическими породами занимались многие исследователи (Некрасов, 1962, 1964; Индолев, 1965, 1967; Ненашев, 1965; Галкин, 1968; Некрасов, Тимофеева, 1963; Оболенский, Оболенская, 1968; Иванов, 1969). Однако до сих пор нет единого мнения о возрастных и генетических взаимоотношениях магматических пород и оруденения. У большинства исследователей северо-восточной Якутии вслед за И. Я. Некрасовым сложилось представление о направленном развитии единого гранитоидного рудогенерирующего очага, где отдельные стадии проявления его деятельности имели характерную металлогеническую специализацию (от олова и золота до ртути включительно). В последние же годы все более четко стали подчеркиваться как самостоятельное значение палеогеновой золото-сурьмяной минерализации (Еловских, 1969), так и обособленная роль дайковых поясов базальтоидных пород. Такие пояса были описаны Л. Н. Индолевым (1965) на юго-востоке Якутии в Инъяли-Дебинской зоне, на северо-востоке в районе Селенняхского кряжа (Оболенский, Оболенская, 1968; Галкин, 1968), О. П. Ивановым (1969) в Яно-Борулахском районе. Всеми исследователями отмечался более молодой возраст этих образований по сравнению с гранитоидными массивами. Цифры определений абсолютного возраста дайковых пород, приводимые в литературе, несколько различаются, но в общем отвечают границе верхнего мела и палеогена.

Следует подчеркнуть еще один момент в дискуссии о связи оруденения с магматизмом на северо-востоке Якутии. Не отрицая тесной парагенетической связи золото-антимонитового и ртутного оруденения с базальтоидными дайковыми поясами, некоторые исследователи сами дайковые комплексы базальтоидных пород считают дериватами крупных гранитоидных очагов, имеющих сложное развитие и разнообразный состав.

Характер связи ртутного и золото-сурьмяного оруденения с магматизмом и формационная принадлежность магматических пород, по возрасту близких к оруденению, изучались нами в районе Лево-Сакинджинского рудного узла (Селенняхский кряж), где эта связь наиболее уловима, так как район хорошо обнажен. Детально закартирован протяженный дайковый пояс и вскрыты горными выработками наиболее интересные оруденелые зоны и участки.

Дайки локализованы здесь в основных рудоконтролирующих разломах Нальчанской, Безымянной и Калычанской рудных зон. Простираение дайковых серий субмеридиональное с крутым падением на север-северо-восток. Мощность даек от 0,5 м до нескольких метров. В целом дайковый комплекс сложен диабазовыми и диоритовыми порфиритами, диабазами, долеритами, спессартитами, диабаз-эссекситами, камптонитами, керсантитами и мончикитами. Дайки обычно имеют простое строение, но имеются и сложные многократные дайки. Многократный характер интрузий подчеркивается кроме их строения еще и локальным развитием продуктов отдельных инъекций. Ранние фазы сложены диабазами, диабазовыми порфиритами, долеритами. Поздние же характеризуются более щелочным составом и представлены диабаз-эссекситами, камптонитами, керсантитами. Текстуры пород массивные, реже брекчиевидные.

Структуры: типичная диабазовая, долеритовая, идиоморфнозернистая, пойкилоофитовая. Породы в большинстве своем мелко- и среднезернистые. Основные пороодообразующие минералы даек следующие: моноклинный пироксен авгит-диопсидового ряда ($2V_{Ng} = 57-64^\circ$, $cNg = 32-40^\circ$); роговая обманка — керсутит ($cNg = 10-14^\circ$, $2V_{Ng} = 80-89^\circ$, $Ng - Np = 0,025-0,027$); плагиоклаз (№ 45—57); калишпат; биотит ($Nm = 1,640-1,662$; железистость $\sim 50\%$); псевдоморфозы по оливину; большое количество вторичных минералов — хлорита, эпидота, карбонатов, серицита, гидроокислов железа. Акцессорные минералы: апатит, сфен, магнетит.

В петрохимическом отношении породам базальтоидного дайкового комплекса свойственно низкое содержание кремнекислоты и высокое содержание фемических оснований и щелочей. Причем на ранних стадиях среди щелочей преобладает натрий, а на поздних стадиях увеличивается роль калия.

Молодой палеогеновый возраст и основной состав природной ассоциации пород дайкового комплекса, характерный минеральный и химический состав и пространственная связь с крупными разломами свидетельствуют о том, что в своем происхождении эти породы связаны с глубинными подкоровыми оливин-базальтовыми магмами, несколько обогащенными щелочами. По формационному типу этот комплекс принадлежит, по-видимому, трахибазальтовой формации по классификации Ю. А. Кузнецова (1964). Точка зрения И. Я. Некрасова (Некрасов, Тимофеева, 1963; Некрасов, 1964) и некоторых других исследователей о связи дайкового комплекса с гранитоидами не подтверждается как структурной, так и пространственной обособленностью дайковых поясов: дайки бывают удалены от гранитных массивов на значительное расстояние, причем на всем протяжении дайковых поясов химический состав пород комплекса строго выдержан и практически не изменяется. Кроме того, резко различается и фациальный облик основных дайковых пород и гранитоидов в этом районе Якутии. Для базальтоидов дайкового комплекса характерны субвулканические структуры, а гранитоиды имеют мезоабиссальный облик.

Как уже было отмечено, золото-сурьмяные и ртутные руды и дайки базальтоидов приурочены к одним и тем же структурам (рудоконтролирующим разломам), и на дайки часто накладываются вторичные гидротермальные окolorудные изменения: серицитизация, карбонатизация и окварцевание. Такие измененные дайки отмечены на участках Малыш и Гал-Хая (Калычанская зона), на участках Пистой, Пологий, Арбат и Крюш (Нальчанская зона). Кроме того, на дайки нередко наложена и сама рудная минерализация как золото-антимонитовая (участок Пологий), так и ртутная (участки Средний, Новый, Пистой, Гал-Хая).

Помимо пространственно-структурной и возрастной близости золото-сурьмяной и ртутной минерализаций и базальтоидного дайкового комплекса, хотелось бы подчеркнуть еще и некоторые особенности геохимической специализации дайкового комплекса. Нами были проанализированы на ртуть и золото (см. таблицу) породы даек из различных районов Северо-Восточной Якутии. Из таблицы видно, что все породы обогащены ртутью, а среднее содержание ртути в них на два порядка выше кларка в основных породах (по Виноградову, 1962); содержание золота в них также несколько выше кларка.

Постоянное присутствие олова (Некрасов, 1962), фиксируемого почти во всех группах магматических пород Якутии, что обычно приводится как наиболее веский аргумент для обоснования связи оловянного, золото-сурьмяного и ртутного оруденений с гранитоидными комплексами, по-видимому, является специфической металлогенической особенностью пород этой рудной провинции. Распределение олова в гранитоидах и

Содержание ртути и золота в палеогеновых дайках базальтоидов, %

| № пробы | Порода и место отбора пробы | Содержание ртути | Содержание золота |
|--|-----------------------------|----------------------|----------------------|
| P-11 | Диабаз, участок Пологий | $8,0 \cdot 10^{-6}$ | $3,5 \cdot 10^{-7}$ |
| P-10 | То же | $2,5 \cdot 10^{-5}$ | $2,2 \cdot 10^{-7}$ |
| P-8а | Диабаз, участок Сэбик | $1,5 \cdot 10^{-5}$ | $3,2 \cdot 10^{-7}$ |
| P-9 | Диабаз, участок Близкий | $1,5 \cdot 10^{-5}$ | $1,35 \cdot 10^{-6}$ |
| P-25 | Камптонит, участок Северный | $4,0 \cdot 10^{-5}$ | — |
| P-7г | То же | $1,0 \cdot 10^{-5}$ | $1,0 \cdot 10^{-7}$ |
| P-7в | » | $4,0 \cdot 10^{-5}$ | $6,0 \cdot 10^{-7}$ |
| P-7б | » | $1,5 \cdot 10^{-5}$ | $1,6 \cdot 10^{-6}$ |
| P-7а | » | $2,8 \cdot 10^{-5}$ | $8,0 \cdot 10^{-8}$ |
| P-4а | Спессартит, участок Гал-Хая | $3,8 \cdot 10^{-5}$ | $3,5 \cdot 10^{-7}$ |
| P-5а | То же | $9,0 \cdot 10^{-5}$ | $3,0 \cdot 10^{-7}$ |
| P-3б | Долерит | $5,0 \cdot 10^{-5}$ | $4,0 \cdot 10^{-7}$ |
| P-1л | Керсантит | $4,5 \cdot 10^{-5}$ | $1,0 \cdot 10^{-6}$ |
| P-6а | » | $4,5 \cdot 10^{-5}$ | $9,0 \cdot 10^{-7}$ |
| P-2а | Крупнозернистый диабаз | $4,0 \cdot 10^{-5}$ | $1,0 \cdot 10^{-6}$ |
| P-2г | » | $5,0 \cdot 10^{-5}$ | $6,0 \cdot 10^{-7}$ |
| P-3а | Камптонит | $8,0 \cdot 10^{-6}$ | $5,8 \cdot 10^{-7}$ |
| P-6в | » | $1,2 \cdot 10^{-5}$ | $5,6 \cdot 10^{-7}$ |
| P-2в | Среднезернистый эссексит | $1,2 \cdot 10^{-5}$ | $3,7 \cdot 10^{-7}$ |
| P-1а | Мелкозернистый эссексит | $4,0 \cdot 10^{-5}$ | $3,5 \cdot 10^{-5}$ |
| P-1б | » | $4,0 \cdot 10^{-5}$ | — |
| P-1в | » | $2,0 \cdot 10^{-5}$ | $2,5 \cdot 10^{-7}$ |
| P-15 | » | $3,0 \cdot 10^{-5}$ | — |
| P-6б | » | $2,0 \cdot 10^{-5}$ | $7,4 \cdot 10^{-7}$ |
| P-316б | Диабаз, р. Кыра | $8,0 \cdot 10^{-6}$ | — |
| P-316д | То же | $1,5 \cdot 10^{-5}$ | — |
| P-325 | » | $1,8 \cdot 10^{-5}$ | — |
| P-512 | » | $3,0 \cdot 10^{-4}$ | — |
| P-8д | Диабаз, участок Сэбик | $2,0 \cdot 10^{-5}$ | $3,3 \cdot 10^{-7}$ |
| P-512-1 | Диабаз, р. Кыра | $5,0 \cdot 10^{-4}$ | — |
| Среднее содержание по всем дайкам | | $5,32 \cdot 10^{-5}$ | $5,6 \cdot 10^{-7}$ |
| Среднее содержание в основных породах (Виноградов, 1962) | | $9,0 \cdot 10^{-6}$ | $4,0 \cdot 10^{-7}$ |

Примечание. Содержание ртути определялось по методу Саукова — Айдиньян, аналитик Л. В. Гушина (Химическая лаборатория ИГиГ СО АН СССР); содержание золота определялось спектрохимическим методом, аналитик В. Г. Цимбалест (Химическая лаборатория ИГиГ СО АН СССР).

базальтоидных дайковых породах было изучено и оригинально интерпретировано Л. И. Индолевым (1965). Он установил, что породы гранитоидных массивов содержат олова больше ($8,4—17,0 \cdot 10^{-4}\%$), чем диабазовые порфиры и лампрофиры (соответственно $1,5 \cdot 10^{-4}$ и $6,4 \cdot 10^{-4}\%$). Низкое содержание олова в лампрофирах несмотря на их богатство биотитом может свидетельствовать о бедности оловом исходной магмы, в то время как дайковые гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, генетически связанные с гранитоидами, незначительно обогащены оловом (до $49,5 \cdot 10^{-4}\%$).

Таким образом, несомненно устанавливается, что и дайки и наложенные на них золото-сурьмяная и ртутная минерализации генетически связаны с подкоровыми базальтоидными магматическими очагами, сформиро-

ровавшимися в корневых частях зон разломов. Внедрение даек и последующее проявление рудной минерализации было связано с возобновлением движений по разломам в конце позднего мела и в палеогене.

Сопоставляя минеральный состав обособленных золото-антимонитовых и ртутных месторождений и рудопроявлений, их пространственное размещение, характер околорудных изменений и геохимические особенности, можно полагать, что золото-антимонитовая и ртутная минерализации были сформированы различными последовательно проявленными гидротермальными процессами. Их парагенетические взаимоотношения подчеркиваются геохимически тем, что в ртутных рудах отмечается присутствие золота и антимонита, в то время как золото из кварцево-антимонитовой минеральной ассоциации содержит заметное (до 0,5%) количество ртути.

Последовательное, близкое по времени проявление как золото-сурьмяной, так и ртутной минерализаций в одних и тех же структурах, их связь с единым магматическим дайковым комплексом базальтоидов позволяют рассматривать проявление обеих минерализаций как генетический ряд самостоятельных рудных формаций.

Приведенный материал позволяет сделать вывод о том, что проявления молодого (поздний мел — палеоген) базальтоидного магматизма в зонах региональных разломов в виде серий даек субщелочных базальтоидных пород, не связанных своим происхождением с гранитами, могут служить поисковыми критериями, указывающими на возможность проявления золото-сурьмяной и ртутной минерализаций в тектонических структурах северо-восточной Якутии. Это обстоятельство необходимо учитывать при планировании и проведении поисковых работ на золото, сурьму и ртуть, поскольку по происхождению, а следовательно, и по закономерностям размещения, они значительно будут отличаться от месторождений, генетически связанных с гранитными массивами.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Галкин М. А.* О структурных особенностях Калычанского рудного поля. — Труды САИГИМС, 1964, вып. 4.
- Галкин М. А.* Рудоносность и рудоконтролирующая роль Нальчанской разрывной зоны. — Геол. и геофиз., 1965, № 7.
- Галкин М. А.* Минеральная ассоциация на ртутных месторождениях Северо-Восточной Якутии. — Докл. АН СССР, 1966, 169, № 2.
- Галкин М. А.* Структурно-минералогические и генетические особенности ртутных месторождений Северо-Восточной Якутии. — В сб. «Вопросы металлогении ртuti». Изд-во «Наука», 1968.
- Галкин М. А.* Ртутная формация Якутии. — В сб. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во «Наука», 1969.
- Еловских И. В.* Эндеогенные рудные формации Якутии и связь их с магматическими комплексами. — В сб. «Магматизм и связь с ним рудообразования». Якутск, 1969.
- Иванов О. П.* Формационный анализ оловорудных месторождений Яно-Борулахского района. — В сб. «Магматизм и связь с ним рудообразования». Якутск, 1969.
- Индолев Л. Н.* Магматизм и связь с ним оруденения в северной части Южно-Верхоянского синклинория. — В сб. «Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии». Изд-во «Наука», 1965.
- Индолев Л. Н.* Дайки основных пород района Депутатского оловорудного месторождения и вопросы их генезиса. — В сб. «Вопросы геологии оловорудных районов». Ученые записки ЦНИИ Олово, 1967, № 3.
- Кузнецов В. А.* Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения. — В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. Изд-во «Наука», 1964.
- Кузнецов В. А.* Основные проблемы металлогении ртuti. — В сб. «Вопросы металлогении ртuti». Изд-во «Наука», 1968.

- узнецов В. А.* Ртутные провинции СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 1.
- узнецов В. А., Оболенский А. А., Васильев В. И.* Опыт систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока на формационной основе.— В сб. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- узнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Юкшанцев К. Б.* Тектоника.— В сб. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». Изд-во «Наука», 1969.
- Некрасов И. Я.* Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1962.
- Некрасов И. Я.* Ртутное оруденение на Северо-Востоке Якутии.— Сов. геология, 1964, № 1.
- Некрасов И. Я., Тимофеева М. А.* Ртуть в породах и минералах Северо-Восточной Якутии.— В сб. «Геохимические исследования золота и редких элементов в Якутии».— Труды Якутск. фил. СО АН СССР, 1963, вып. 16.
- Ненашев Н. А.* Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. Изд-во «Наука», 1965.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В.* Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудоносных растворов.— В сб. «Вопросы металлогении ртути». Изд-во «Наука», 1968.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА СИБИРИ

Э. Г. Дистанов

Многие вопросы генезиса обширной группы колчеданно-полиметаллических месторождений, выделяемых по преобладанию в их составе сульфидов железа, среди которых доминирует пирит, успешно решаются в последние годы на базе развития идей о полигенности колчеданных месторождений и конвергентности их признаков. Указанные идеи высказаны для этой группы месторождений Г. Шнейдерхеном (1958) и В. И. Смирновым (1960). Выполненные в последние годы (Смирнов и др., 1968; Твалчрелидзе, 1966; Горжевский и Козеренко, 1965) глубокие обобщения по генезису эндогенных, в том числе колчеданных, месторождений и ряд работ, являющихся результатом детальных многолетних исследований больших научных и производственных коллективов по отдельным колчеданосным регионам, полностью подтвердили эти идеи, открыв тем самым широкий простор для детального совершенствования методов прогнозирования отдельных рудных формаций и минеральных типов с учетом специфики условий их образования и геологического строения.

Изучение колчеданно-полиметаллических месторождений в пределах складчатого обрамления юга Сибирской платформы (Алтае-Саянской области и Западного Забайкалья) с ярко выраженными чертами полициклического развития, многообразием тектонических условий и форм проявления магматизма дает особо ценный материал для сравнительного изучения различных типов колчеданно-полиметаллических месторождений, выделения среди них основных рудных формаций и отработки общих принципов формационного анализа конвергентных групп рудных месторождений со сходным минеральным составом, но принципиально отличными геологическими условиями образования. Характеристике основных формационных типов этой группы месторождений способствовало открытие в последние годы в этих районах ряда крупных месторождений колчеданных свинцово-цинковых и медно-свинцово-цинковых руд и многообразие форм проявления колчеданно-полиметаллической минерализации.

На территории юга Сибири колчеданно-полиметаллические (медно-свинцово-цинковые) месторождения развиты относительно широко. К ним относятся колчеданно-полиметаллические, барит-полиметаллические, медноколчеданные и серноколчеданные залежи Салаира, Тувы, Горной Шории, Западного Саяна, Енисейского кряжа и Бурятии. Характерной чертой их геологической позиции, определяющей закономерности размещения, является приуроченность к областям развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований ранних этапов развития геосинклинальных областей и пространственная связь со структурами зон глубинных разломов.

Результаты изучения колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири позволяют выделить в этой обширной группе месторождений две совершенно определенные рудные формации, генетически обособленные в истории тектонического развития и магматизма складчатых обла-

Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири

| Рудная формация | Субформация | Минеральный тип | Структурно-морфологический тип оруденения | Вмещающие породы |
|--|--|---|---|--|
| Вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений | Гидротермально-метасоматических рудных залежей | Колчеданно-полиметаллический, медноколчеданный, серноколчеданный | Линзовидные и трубообразные метасоматические залежи массивных руд с ореолами вкрапленной и прожилковой минерализации в зонах синвулканических разрывных структур глубокого заложения, в контактах субвулканических интрузий и жерловых тел, нередко в экранированных структурах | Эффузивы и туфы кислого, среднего, реже основного состава; субвулканические интрузии андезитовых и базальтовых порфиритов, дацитов и их взрывные брекчи; в подчиненном количестве осадочные породы и туффиты |
| | Вулканогенно-осадочных рудных залежей | Сульфидно-силикатно-окисный, сульфидно-карбонатный | Стратифицированные пластовые многоярусные рудные залежи в структурах синвулканических депрессий, дислоцированные совместно с вмещающими толщами | Эффузивно-пирокластические породы основного и кислого состава, туффиты, известняки, аргиллиты, конседиментационные брекчи |
| Плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений | | Баритово-сульфидный полиметаллический, колчеданно-полиметаллический, медноколчеданный, серноколчеданный | Линзовидные метасоматические залежи массивных руд с ореолами вкрапленной минерализации в зонах интенсивной трещиноватости и расланцевания | Эффузивы и туфы кислого, среднего, реже основного состава; порфириды, кварцево-сернистые, кварцево-серцит-хлоритовые и кварцево-альбит-хлоритовые сланцы |

стей. Они обладают рядом близких черт: сходством минерального состава руд и вмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, а также общим характером процессов окolorудного метасоматоза. Однако принципиальные отличия в геологических условиях рудообразования, разное положение оруденения в истории развития тектоники и магматизма позволяют выделить эти две рудные формации как совершенно самостоятельные формационные типы с присущими им характерными чертами, определяющими генетическую обособленность каждого типа и специфику закономерностей размещения и строения рудных залежей. С учетом классификаций рудных месторождений Г. Шнейдерхена, В. И. Смирнова и данных изучения колчеданно-полиметаллических месторождений других рудных провинций они выделяются нами как формация вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений и формация плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений. В формациях выделяются субформации и минеральные типы (см. таблицу).

Формация вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений

К формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений, объединяющей большинство месторождений Тувы, Западного Забайкалья, Западного Саяна и, очевидно, недавно открытые и описанные Г. Я. Корневым (1969) месторождения Енисейского края, относятся: 1) гидротермально-метасоматические образования, парагенетически тесно связанные с субвулканическим магматизмом раннего, собственно геосинклинального этапа развития складчатой области;

| Околорудные изменения | Связь с магматизмом | Типовые месторождения | Аналоги в других рудных районах |
|--|--|---|---|
| Серцитизация, окварцевание, пиритизация, хлоритизация, оталькование, доломитизация в лежачем и виссячем боках рудных залежей | Парагенетическая связь с субвулканическими интрузиями контрастно-дифференцированных продуктов андезито-базальтовой магмы (андезито-базальтовые порфиры, габбро-диабазы, риолит-дацитовые порфиры, эксплозивные брекчи) | Кызыл-Таштыг, Дальнее, Кызыл-Таш | Месторождения: озеро Валентины (о-в Кунашир), Елява, Гай и др. |
| Развиты очень слабо, проявляются в виде общей серцитизации, пропицитизации и сидеритизации пород; при наложении гидротермально-метасоматических образований — локальная околорудная серцитизация, хлоритизация и баритизация | По времени образования близки к проявлению в районе субвулканического магматизма в виде андезито-базальтовых порфиритов, андезито-дацитовых порфиритов и эксплозивных брекчий кислого состава | Озерное, Майна | Месторождения Атасуйского типа Успенской металлогенической зоны, Уруп и др. |
| Серцитизация, хлоритизация, окварцевание, пиритизация | Парагенетическая связь с поздними комплексами малых интрузий, преимущественно основного состава | Месторождения Салаирского и Урского рудных полей; Каменушинское, Ускандинское | Месторождения Иртышской и Северо-Восточной зон смятия Рудного Алтая |

2) вулканогенно-осадочные рудные залежи, образовавшиеся в близких геологических условиях в результате выноса рудного вещества гидротермальными растворами в геосинклинальный морской бассейн. Эти две группы месторождений, выделяемые как субформации, резко отличные по условиям отложения рудного вещества, родственны по источникам поступления рудоносных растворов, по характеру связей с магматическими процессами и с региональными рудоконтролирующими тектоническими структурами. Нередко обе группы проявляются в одном рудном районе, в качестве продуктов единого рудообразующего процесса, как это имеет место, в частности, в Еравнинском рудном районе Бурятии.

Образование промышленных руд формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений происходит в большинстве случаев на завершающих стадиях раннегеосинклинального вулканизма в тесной генетической связи с субвулканическими интрузиями контрастно-дифференцированных продуктов андезито-базальтовой магмы из остаточных магматических очагов.

Субформация гидротермально-метасоматических рудных залежей

Типовыми представителями субвулканических гидротермально-метасоматических рудных залежей описываемой формации являются месторождения Восточной Тувы (Кызыл-Таштыгское рудное поле). Они детально изучались многими исследователями (Берман, 1960; Агентов, Кудрявцев, 1964; Берман, Агентов, 1965; Берман и др., 1965; Лапин, 1968; Дистанов, Ковалев, 1968). Большой вклад в изучение этих месторождений внес В. А. Подругин. Можно сказать, что эти месторождения

изучены достаточно досконально и что у различных исследователей отсутствуют существенные разногласия как по вопросам геологического строения, так и в отношении их генезиса.

Характерной чертой этих месторождений является то, что они расположены среди дифференцированных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных субвулканических образований базальт-андезит-дацитовых формации. Контрастность дифференциации (от базальтовых и андезит-базальтовых порфиритов до риолит-дацитовых порфиритов) возрастает к конечным стадиям вулканической активности. Широко развиты в пределах рудных полей субвулканические образования: диабазы и диабазовые порфириты, дацитовые порфиры, риолитовые и риолит-дацитовые порфиры жерловой фации, кварцевые диабазы и габбро-диабазы, и, наконец, эксплозивные брекчии базальтовых порфиритов, насыщенные обломками вмещающих пород. Особенно развиты эксплозивные брекчии на месторождении Дальнем. Интересно отметить, что наличие рвущих тел эксплозивных брекчий с явными признаками пересыщения магмы водой и близости образования этих брекчий к собственно рудному гидротермальному процессу (наличие рассеянной вкрапленной минерализации в цементе и миндалинах, присутствие в брекчиях обломков руды и оруденелых пород и другие признаки), так же как на Южном Урале (Бородаев и др., 1965) и в Центральном Казахстане (Дегтярева и др., 1969), является характерной чертой данной рудной формации.

В региональном плане размещение месторождений контролируется крупными разрывными структурами зон глубинных разломов, к отдельным из которых (а также к местам их сочленения) приурочены участки повышенной вулканической активности, кустового многоэтапного проявления субвулканического интрузивного магматизма и поствулканической гидротермальной деятельности.

В формировании рудоконтролирующих тектонических структур этой группы месторождений большое значение имели блоковые движения, синхронные с процессами эвгеосинклинального вулканизма и приводившие к широкому проявлению брахиформных складчатых структур, интенсивному смятию пород в приразломных участках и формированию секущих и экранированных структур, благоприятных для локализации оруденения. Основными структурными факторами контроля оруденения являются:

а) длительно живущие синвулканические разрывные структуры, контролирующие процессы субвулканического магматизма и гидротермальной деятельности;

б) места сопряжения разрывных структур различных направлений, как участки повышенной проницаемости для гидротермальных растворов, опережающие структуры крупных разрывных нарушений;

в) участки тектонических срывов в контактах субвулканических интрузивных и жерловых тел;

г) структуры экранирования на путях движения гидротермальных растворов.

Наиболее благоприятными для замещения разностями пород являются: грубообломочные эффузивно-пирокластические породы кислого состава, так называемые «пестрые пачки» частого чередования кислых и основных разностей вулканогенных пород с горизонтами углисто-глинистых сланцев (месторождение Кызыл-Таштыг), зоны эруптивных и эксплозивных брекчий (месторождение Дальнее).

Экранами для колчеданно-полиметаллической минерализации в большинстве случаев являются: пелитовые и алевропелитовые разности осадочных и вулканогенно-осадочных пород (глинистые и углисто-глинистые сланцы, яшмоиды, туффиты), реже — пластовые, силловые и дайковые тела плотных тонкокристаллических магматических образований (диабазы, габбро-диабазы и др.).

Учитывая то, что большинство месторождений описываемой формации образуется в период общего затухания вулканической деятельности и накопления песчано-глинистых, туфитовых и карбонатных отложений, перекрывающих собственно вулканогенные толщи, можно сказать, что роль экранов в формировании синвулканических рудолокализирующих структур имеет для данного типа месторождений общее и решающее значение.

Среди экранирующих структур выделяются региональные экраны, представляющие собой стратиграфические горизонты, выдержанные на значительных расстояниях в пределах рудного района, и локальные экраны (невыдержанные горизонты и прослои экранирующих алевропелитовых пород, контакты интрузивных тел, участки интенсивного развития тектонической глинки в дорудных разрывных структурах и т. д.), играющие рудолокализирующую роль в ограниченных пределах. Примером регионального экрана в Улугуйской рудной зоне Восточной Тувы может быть контакт нижнекембрийских вулканогенно-осадочных образований тапсинской свиты, перекрывающих рудовмещающие вулканогенные отложения туматтайгинской свиты. Учет экранирующих структур крайне важен для поисков «спелых» рудных залежей.

Для субвулканических гидротермально-метасоматических колчеданно-полиметаллических рудных залежей характерен довольно-таки однотипный минеральный состав. Основные рудные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит, галенит; в небольшом количестве присутствуют; блеклые руды, магнетит, арсенопирит; жильные минералы представлены кварцем, баритом, хлоритом, альбитом, серицитом, тальком, кальцитом, доломитом.

На месторождениях Восточной Тувы процесс рудообразования был многостадийным среднетемпературным, что определило значительные глубины формирования метасоматических рудных залежей (до 2 км), при общем субвулканическом характере процесса рудообразования. Характерной чертой этой группы месторождений является широкое развитие околорудных изменений в виде предрудной их пропилитизации, серицитизации и окварцевания. Наряду с этими процессами нередко интенсивно проявляется магнезиальный метасоматоз в форме оталькования, хлоритизации и доломитизации вмещающих пород всячего и лежащего боков рудных залежей.

Отдельными исследователями формирование ранних пиритовых залежей выделяется в самостоятельный этап минерализации, значительно оторванный во времени от последующего рудообразующего процесса (Берман и др., 1965). Поскольку ранняя кварц-пиритовая ассоциация проявляется абсолютно на всех колчеданно-полиметаллических месторождениях этой группы, возможность пространственного совмещения в пределах рудных залежей продуктов двух значительно разорванных во времени этапов минерализации является, скорее, исключением, чем правилом. Оно возможно лишь при длительном унаследованном развитии синвулканических структур и зон повышенной проницаемости, что не исключено для данного типа месторождений.

Гидротермально-метасоматические колчеданно-полиметаллические месторождения представляют собой образования относительно небольших глубин. На процессы отложения руд месторождений вулканогенной колчеданно-полиметаллической формации большое влияние имели температура гидротерм и давление (глубина по отношению к поверхности в период рудообразования). Широкое развитие колломорфных структур в рудах ранних, наиболее высокотемпературных, стадий минерализации указывает на явления резкого изменения физико-химических условий, приводивших к пересыщению растворов и к массовому отложению рудного вещества.

Решающее влияние на глубину рудообразования имел, очевидно, фактор давления. Если исходить из того, что температура основных стадий рудного процесса на гидротермальных колчеданно-полиметаллических месторождениях по данным многочисленных замеров колеблется в пределах 250—375°, то при открытом характере системы в расчете на гидростатическое давление, вскипание гидротермальных растворов с обильным отделением газовой фазы, смещением химических равновесий, с распадом отдельных комплексных соединений и с массовым выпадением рудного вещества теоретически должно происходить в интервале глубин от 300 до 2250 м, в зависимости от конкретных температур рудообразования. При подводном рудообразовании должна вводиться соответствующая поправка на дополнительное давление столба морской воды. В конкретных гидротермальных системах структурные условия иногда создают частично закрытые системы, о чем свидетельствуют такие явления, как временное приостановление движения гидротерм, образование взрывных брекчий и т. д. В связи с этим приведенные расчеты могут быть только условными, однако в целом полезными при изучении закономерностей формирования «зон разгрузки» гидротерм или горизонтальных уровней отложения богатых рудных залежей.

Как показали наблюдения С. И. Набоко (1969) на современных гидротермальных системах Курило-Камчатской вулканической дуги, вскипание высоконагретых гидротерм при приближении к поверхности и удалении газовой фазы сопровождается резким ошелачиванием растворов. Отмечаемое же на изученных нами месторождениях повышение активности сильных щелочей в период рудоотложения сопровождается выносом из зоны отложения руд слабых оснований, в частности кремнекислоты, являющейся одним из главных породообразующих компонентов замещаемых рудой алюмосиликатных вулканогенных отложений. Массовый вынос кремнекислоты способствует отложению большого объема компактных сульфидных руд и широкому проявлению на колчеданно-полиметаллических месторождениях так называемого «гелевого метасоматоза». Таким образом, явления гелевого метасоматоза можно объяснить одновременным разрушением каркаса вмещающих пород с выносом большей части породообразующих компонентов и выпадением в освободившемся объеме рудного геля из пересыщенных рудоносных растворов. С другой стороны, вынос огромной массы кремнезема является причиной интенсивного околорудного окварцевания вмещающих пород в зальбандах и по периферии рудных залежей, вплоть до формирования сливных серицитовых микрокварцитов. Вмещающие карбонатные отложения в этих условиях, как правило, остаются инертными по отношению к рудоносным гидротермам. Существенная роль в отложении рудного вещества в условиях небольших глубин может принадлежать смешению рудоносных растворов с вадозными водами.

Субформация вулканогенно-осадочных рудных залежей

Обоснованию выделения группы вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений посвящено много работ крупнейших исследователей колчеданных месторождений — А. Н. Заварицкого, С. Н. Иванова, Г. С. Дзоценидзе, И. В. Дербилова и других, однако реальное представление об этом типе мы получили лишь в последние годы после детальных исследований ряда типовых месторождений, выполненных по Северному Кавказу (Смирнов, Гончарова, 1960; Скрипченко, 1966), по Успенской тектонической зоне Казахстана (Шерба, 1937; «Гео-

логия и металлогения...», 1967—1969), и глубоких обобщающих исследований, проведенных В. И. Смирновым (1964, 1968) по материалам многих месторождений мира.

Более полной характеристике месторождений этого типа способствовали открытие и детальное изучение, проведенное в последние годы, свинцово-цинкового колчеданного месторождения Озерного в Бурятии, подробная характеристика которого приводится в статье Р. С. Тарасовой, М. В. Близнюка и И. Н. Бабкина в настоящем сборнике. Ранее как вулканогенно-осадочное оно было кратко охарактеризовано В. С. Кормилициным (1966, 1968). В результате проведенных нами в 1968—1969 гг. исследований этого месторождения также получены данные, полностью подтверждающие его вулканогенно-осадочный генезис.

Месторождение Озерное расположено в пределах Еравнинского рудного района Западного Забайкалья и приурочено к отложениям нижнего кембрия Удино-Витимской эвгеосинклинальной структурно-формационной зоны. Месторождение представлено многоярусными пластовыми залежами массивных и вкрапленных руд с преимущественным развитием ритмично-полосчатых и брекчиевых конседиментационных текстур и, в меньшей степени, наложенно-прожилковых текстур, возникших в результате гидротермально-метасоматических и диагенетических преобразований. Структуры руд в подавляющей части колломорфные с широким развитием смешанных галенит-сфалерит-пиритовых металлоидных агрегатов.

Рудные тела, залегающие согласно с вмещающими породами, собраны в складки северо-восточного простирания, нередко асимметричного строения и с широкими осложненными замками. Анализ мощностей руд и вмещающих карбонатно-туфогенных образований, а также их текстурно-структурных особенностей позволяет говорить об интенсивном конседиментационном прогибании участков морского дна в период рудоотложения, о широком развитии сейсмических явлений и вулканических эксплозий, обусловивших накопление мощных горизонтов седиментационных брекчий рудного и нерудного состава, особенно за счет разрушения известняковых биогермных рифов, содержащих обильную фауну археоциат и водорослей. Подводная поствулканическая гидротермальная деятельность происходила в условиях неглубокого, расчлененного отдельными блоковыми поднятиями и рифовыми постройками, тепловодного морского бассейна. Хемогенное и биогенное карбонатное осадконакопление сопровождалось интенсивной эксплозивной деятельностью вулканов преимущественно трещинного типа, приуроченных к разломам северо-восточного простирания (Беличенко, 1969). Эксплозии пирокластического материала кислого и среднего состава происходили на общем фоне затухания вулканической деятельности и способствовали формированию мощных толщ туфогенно-карбонатных пород.

В отличие от вулканогенно-осадочных колчеданных рудных залежей других регионов, большинство из которых можно отнести к кремнисто-сульфидному типу с широким развитием на флангах рудных залежей окисных соединений железа, марганца и кремнисто-гематитовых яшмоидов, месторождение Озерное представляет собой сульфидно-карбонатный минеральный тип. В составе рудных тел, помимо основных сульфидных минералов — пирита, сфалерита и галенита, существенную роль играет сидерит, а в составе карбонатов вмещающих толщ содержится значительное количество марганца, цинка и других элементов. Сидерит представлен как тонкозернистыми осадочными разностями, образующими нередко ритмично-полосчатые сульфидно-сидеритовые агрегаты, так и, преимущественно, гидротермально-метасоматическими образованиями по известнякам. Есть основания полагать, что значительная часть сидерита, развитого преимущественно на юго-восточном фланге месторожде-

ния, представляет собой фациальную смену сульфидных пиритовых руд центральных частей рудных залежей.

Отличительной особенностью вулканогенно-осадочных, или, как, очевидно, справедливо называет их С. Н. Иванов (1968), гидротермально-осадочных, руд месторождения Озерного является свинцово-цинковый состав при почти полном отсутствии меди. Халькопирит, наряду с баритом и другими характерными минералами, присутствует в значительных количествах лишь в гидротермально-метасоматических образованиях, сформировавшихся в корневых частях гидротермальной системы или наложенных на вулканогенно-осадочные рудные залежи. Это говорит о том, что гидротермальные растворы первично содержали значительные количества меди, что типично для большинства колчеданных месторождений. Однако в условиях морского бассейна с карбонатным осадконакоплением, при смешении гидротермальных растворов с морскими водами, медь, очевидно, в виде растворимых соединений в большей части мигрировала, в отличие от железа, цинка и свинца, выпадавших в виде сульфидных гелей и тонкокристаллических рудных илов в непосредственной близости от выходов гидротерм. Поскольку суммарные количества меди, вынесенные гидротермами, были значительны, при благоприятных условиях в обстановке общего воздымания региона, замыкания морских бассейнов и аридного климата не исключена возможность концентрации ее несколько выше по разрезу в виде формации медистых песчаников.

Большая часть барита на месторождении Озерном, по материалам Г. С. Риппа, отлагается в висячем боку и на флангах рудных залежей после выпадения в осадок основной массы сульфидных минералов. Характерно постоянное присутствие в этом типе руд повышенных содержаний таких элементов-примесей, как марганец, серебро, сурьма, галлий, германий, таллий и мышьяк.

Интересно отметить, что при общем пульсационном характере деятельности гидротермальной системы, о чем свидетельствует многоярусное расположение рудных залежей в пределах месторождения, в каждом рудном теле отмечается лишь одностадийное формирование основной массы рудных минералов. Полосчатые текстуры руд, возникшие в результате ритмично-последовательного выпадения в осадок рудных минералов, перемыва и дифференциации рудного и нерудного вещества, явлений диагенеза и метаморфизма руд, определяют лишь локальное неравномерное распределение рудных компонентов при общем однородном распределении рудного вещества и низких коэффициентах вариации основных рудных компонентов в пределах рудных залежей. Перераспределение рудного вещества (особенно галенита и жильных минералов) в процессах диагенеза и эпигенеза нередко создает впечатление наложенного характера галенитовой минерализации. Однако изучение характера распределения свинца и цинка в пределах рудных залежей и статистическая обработка большого материала опробования на эти компоненты показали их высокую корреляционную зависимость, исключающую возможность стадийного наложения. Отдельные случаи пересечения пластовых рудных залежей гидротермально-метасоматическими рудными зонами, фиксирующими пути движения гидротерм, подчеркивают общий гидротермальный источник рудного вещества и смешанный гидротермально-осадочный характер процесса.

Анализ распределения мощностей рудных залежей и размещения полезных компонентов показал, что основные места выхода гидротерм были приурочены к поперечным субширотным структурам (Центральный разлом), сочленяющим длительно живущие структуры северо-восточного простирания. Подводная гидротермальная деятельность имела многоочаговый характер и происходила на фоне интенсивного блокового про-

гибания морского бассейна, что создавало благоприятные условия для захоронения рудных осадков и многоярусного отложения руд.

Важно отметить, что (в отличие от гидротермально-метасоматических типов месторождений) вмещающие оруденение породы на месторождении Озерном почти не несут следов сколь-либо существенных гидротермальных изменений. В слонстых типах руд рудные прослои без каких-либо признаков метасоматоза чередуются с совершенно не измененными карбонатно-туфогенными осадками. В брекчиевых же седиментационных типах руд обломки руд, сидерита и просто вмещающих туфогенных и карбонатных пород с остатками водорослей и археоциат располагаются в метаколлоидном рудном цементе разноориентированно, имеют четкие контакты и не несут следов существенных замещений. В этом одно из главных отличий этого типа месторождений от других.

Рудные залежи пересекаются серией дайковых образований кембрийского и триасово-юрского возраста. В контактах всех секущих рудных залежи дайковых тел (диабазовых порфириров и риолито-дацитовых порфириров, а также более молодых, триасово-юрских, сиенит-порфириров и долеритов) отмечается проявление активного контактового воздействия их на руды. В зоне контакта происходит развитие по пиригу магнетита и перекристаллизация сульфидов. Приконтактные зоны магнетитизации достигают иногда десятков метров мощности.

Если общие региональные факторы контроля гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных залежей формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений почти идентичны, то конкретные условия рудоотложения и соответственно критерии поисков месторождений (как общегеологические, так и геохимические) резко отличны. Гидротермально-метасоматические месторождения обычно формируются на некоторой глубине среди алюмосиликатных вулканогенных образований путем их замещения с образованием широкого ореола окolorудных изменений, в то время как вулканогенно-осадочные залежи отлагаются, как правило, в толще вулканогенно-осадочных и осадочных пород (туффитов, туфогенных песчаников, яшмоидов и карбонатных отложений), непосредственно перекрывающих мощные горизонты вулканогенных образований. Если в первом случае факторы температуры, глубинности, химизма вмещающей среды и структурной проработки вмещающих толщ имеют решающее значение в рудоотложении, то для образования крупных вулканогенно-осадочных залежей колчеданно-полиметаллических руд большее значение имеют: характер бассейна седиментации, тип конседиментационных тектонических движений, динамика водной среды. Принципиально отличны также факторы миграции рудных компонентов и условия формирования первичных ореолов рассеяния. Все это, безусловно, влияет на выработку прогнозно-поисковых критериев для отмеченных типов месторождений. Можно также сказать, что при общей возможности образования в пределах одних рудных полей и рудных районов как гидротермально-метасоматических, так и вулканогенно-осадочных рудных залежей, пространственно они редко могут быть тесно совмещены. Условия их локализации настолько различны, что, как правило, на месторождении преобладает один из отмеченных промышленных типов. Осадочные толщи, вмещающие вулканогенно-осадочные рудные залежи, обычно крайне неблагоприятны для процессов замещения и экранируют гидротермально-метасоматические рудные залежи.

К вулканогенно-осадочному типу месторождений рядом исследователей (Смирнов, 1963; Белоус, Новожилов, 1964) относится также Маинское медноколчеданное месторождение в Западном Саяне.

Формация плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений

Формация плутоногенных колчеданно-полиметаллических месторождений представлена послескладчатыми гидротермально-метасоматическими рудными залежами, образование которых связано с процессами глубинного базальтоидного магматизма, обычно проявленного в зонах глубинных разломов, в форме комплексов самостоятельных малых интрузий. Представителями этой формации являются месторождения барито-сульфидного полиметаллического, колчеданно-полиметаллического, медно-колчеданного и серноколчеданного минеральных типов на северо-востоке Салаирского кряжа, в Горной Шории (Тургеневское месторождение) и, очевидно, большинство полиметаллических месторождений в зонах смятия Рудного Алтая. В большинстве случаев — это линзовидные метасоматические залежи массивных руд, сопровождающиеся ореолами вкрапленной минерализации в зонах интенсивной трещиноватости и рассланцевания пород. Вмещающие вулканогенные породы обычно превращены в порфирииды и метаморфические сланцы (кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-альбит-хлоритовые).

Зоны интенсивного рассланцевания, возникшие как структурные элементы разломов глубокого заложения, для данного типа месторождений играют решающую роль как рудоподводящие и рудовмещающие структуры. Они претерпели, как правило, длительное развитие и имеют сложно-ветвистое, кулисообразное и эшелонированное внутреннее строение. Заложившись в виде ослабленных зон в период складкообразования, а нередко, как это имело место, по данным Д. Г. Ажгирея, в Северо-Восточной зоне смятия, в период конседиментационных блоковых подвижек, зоны интенсивного рассланцевания приобретали свой сложный морфологический облик позднее, на орогенном этапе развития складчатых областей. Важную роль в формировании их на предрудном этапе имели движения с существенной сдвиговой составляющей (Ажгирей, Иванкин, 1952; Дистанов, 1962, 1963). Сдвиговые движения способствовали созданию крутопадающих каналов повышенной проницаемости для гидротермальных растворов в местах изгибов зон интенсивного рассланцевания, в местах тектонических срывов вдоль контактов пород с резко отличными механическими свойствами, на участках сочленения отдельных ветвей зон рассланцевания и т. д. Они в значительной мере определили глубинность зон интенсивного рассланцевания как рудоподводящих структур и их важное самостоятельное рудоконтролирующее значение.

Местами, наиболее благоприятными для локализации оруденения в пределах зон интенсивного рассланцевания, являются:

1) участки частного переслаивания пород различного состава и свойств, резко анизотропные как по механическим свойствам, так и по химизму («пестрые пакки»);

2) места ветвления зон интенсивного рассланцевания, отщепления оперяющих зон второго порядка, резких перегибов сланцеватости пород;

3) контакты вулканогенно-осадочных пород с телами субвулканических интрузий и других дорудных интрузивных образований¹;

4) места благоприятных сочетаний рудоподводящих зон интенсивного рассланцевания с другими, в частности, литологическими факторами контроля оруденения.

¹ Приуроченность рудных залежей к контактам кислых порфировых интрузий, характерная для некоторых участков Салаирского рудного поля и других месторождений, не является обязательной и объясняется, по нашему мнению, структурными факторами (тектонические срывы вдоль контактов, элементы экранирования и т. д.).

В отдельных случаях рудоконтролирующими для данного типа месторождений являются и разрывные нарушения, как элементы зон глубоких разломов, особенно в комбинации с литологическими экранами.

На изучавшихся нами месторождениях Салаира и Северо-Восточной зоны смятия Рудного Алтая зоны интенсивного рассланцевания, как правило, имеют несколько более крутое (на 10—20° и более) падение, чем вмещающие оруденение породы. В связи с этим на рассматриваемых месторождениях, как и на месторождениях описанной выше вулканогенной формации, существенную роль могут приобретать элементы экранирования гидротермальных растворов горизонтами слабопористых и относительно пластичных алевролитов, туффитов и других пород. Региональным экраном подобного рода для Северо-Восточной зоны смятия Рудного Алтая являются породы белоубинской свиты среднего-верхнего девона, перекрывающие рудовмещающие среднедевонские вулканогенные образования.

В последнее время А. К. Григонисом на Салаире и Д. Г. Ажгиреем на Рудном Алтае особо подчеркивается важная роль в размещении постскладчатого колчеданно-полиметаллического оруденения участков пересечения зон смятия с более древними поперечными тектоническими нарушениями, что создает блоковый характер рудных зон. Влияние этих участков особо сказывается в размещении рудных полей и месторождений, поскольку речь идет в данном случае о региональных структурах первого порядка.

В морфологическом отношении месторождения этой группы достаточно однотипны и представлены метасоматическими рудными залежами, имеющими в большинстве случаев линзовидную форму с широкими ореолами вкрапленной минерализации и околорудных изменений вмещающих пород. Несколько более сложной морфологией характеризуются отдельные баритово-полиметаллические тела собственно Салаирского рудного поля (месторождение Кварцитовая сопка, Третий рудник).

Месторождения описываемой рудной формации представляют собой достаточно сложные по минеральному составу многостадийные образования. Среди месторождений Северо-Восточного Салаира, залегающих в вулканогенных породах печеркинской свиты ниже-среднекембрийского возраста, по вещественному составу можно выделить следующие минеральные типы: 1) баритово-сульфидный полиметаллический (Салаирское рудное поле, Буймовское месторождение); 2) колчеданно-полиметаллический (Урское рудное поле, Ускандинское месторождение); 3) медноколчеданный (Каменушинское месторождение).

Минеральный состав этой группы месторождений, по сравнению с субвулканическими гидротермально-метасоматическими рудными залежами, более разнообразен. Среди рудных минералов преобладают пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, в небольшом количестве присутствует арсенипирит, магнетит, гематит, рутил, самородное серебро, золото, алтаит, калаверит, аргенит; жильные минералы представлены баритом, кварцем, карбонатами, альбитом, серицитом, хлоритом, реже флюоритом. В рудах преобладают массивные, массивно-полосчатые, вкрапленно-полосчатые и вкрапленные текстуры. Полосчатые текстуры имеют в большинстве случаев унаследованно-метасоматический характер и сформировались в результате замещения рассланцованных пород; только в отдельных случаях имеют метаморфогенный характер. Широко развиты процессы межстадийного дробления и метаморфизма руд (Дистанов, Ковалев, 1964). Структуры руд — преимущественно первично-кристаллических сростаний, метаколлоидные, реже метаморфогенные.

В процессе рудообразования наиболее четко проявляются: ранняя кварцево-пиритовая, продуктивная баритово-сульфидная и поздняя жильковая кварцево-карбонатная стадии минерализации.

Околорудный метасоматоз проявлен чрезвычайно широко в виде серицитизации, хлоритизации, окварцевания и пиритизации вмещающих пород. Окварцевание наиболее интенсивно проявляется на ранней серноколчеданной стадии минерализации за счет выноса кремнекислоты из зоны рудообразования в периферийные участки и в зальбанды рудных залежей (кварциты горы Копны на Урском рудном поле, «Кварцевые ворота» Каменушинского месторождения и др.).

Как видно из приведенной характеристики, месторождения данной рудной формации, несмотря на многие черты сходства с субвулканическими гидротермально-метасоматическими залежами формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений, имеют ряд принципиальных отличий и в первую очередь явно постскладчатый, наложенный характер по отношению к вмещающим их вулканогенным толщам. Это четко проявляется в контроле оруденения постскладчатыми зонами интенсивного расщепления пород — структурными элементами длительно развивающихся глубинных разломов, в отсутствии регионального метаморфизма руд при общем интенсивном динамометаморфизме вмещающих пород и в наложении оруденения на молодые постскладчатые интрузивные образования (Лабазин, 1953; Дистанов, 1963, 1965).

Для рудных полей этой формации, помимо широкого развития порфировых субвулканических интрузий и пород жерловой фации — комагматов вулканогенных отложений, вмещающих оруденение — характерно проявление более молодого дайкового магматизма диабазовых порфиритов, кварцевых диабазов и, в небольшой степени, кислых дифференциатов базальтоидной магмы. Как и для вмещающих вулканогенных толщ, для даек характерна преимущественно натровая специализация. Эти дайки слагают протяженные постскладчатые пояса, которые, как и гидротермальные образования, контролируются структурными элементами зон глубинных разломов. Большинство даек в пределах рудных полей являются явно дорудными образованиями; по данным некоторых исследователей (Лапухов, 1964), они могут быть внутриминерализационными. Таким образом, намечается парагенетическая связь описываемой группы месторождений с комплексами самостоятельных малых интрузий преимущественно основного состава, внедрившихся на поздних, орогенных этапах развития складчатых областей. Возраст подобного комплекса самостоятельных малых интрузий, с которым нами парагенетически связывается колчеданно-полиметаллическое оруденение Салаирского кряжа, по последним данным, полученными нами (см. статью Э. Г. Дистанова и Б. Н. Лапина в настоящем сборнике) — пермский и по калий-аргоновой датировке колеблется в пределах 280—235 млн. лет¹. Подобного рода связи колчеданно-полиметаллических месторождений с малыми интрузиями были установлены ранее Ф. К. Шипулиным (1958), а также П. Ф. Иванкиным с соавторами (Иванкин и др., 1961) в пределах Иртышской и Северо-Восточной зон смятия Рудного Алтая. Парагенетическая связь месторождений этой рудной формации с комплексами гипабиссальных дайковых образований и определила отнесение их к классу плутоногенных гидротермальных месторождений.

Наряду с достаточно четкими различиями в условиях формирования колчеданно-полиметаллических месторождений выделенных рудных формаций, существует ряд общих факторов их образования, определяющих сходство геохимического профиля рудообразующих процессов, характерные черты минерального состава колчеданной группы месторождений и некоторую общность региональных закономерностей их размещения. Анализ обширных материалов по колчеданосным рудным провинциям показывает, что характерной общей чертой их геологической позиции

¹ Определение Л. В. Фирсова, ИГиГ СО АН СССР.

является приуроченность к областям развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований геосинклинальных областей и пространственная связь со структурами зон глубинных разломов.

Формирование выделенных рудных формаций колчеданно-полиметаллических месторождений тесно связано с историей базальтоидного магматизма зон глубинных разломов, особенно четко проявляющегося на ранней (геосинклинальной) и поздней (орогенной) стадиях развития складчатой области. Проявление базальтоидного магматизма ранних стадий привело к накоплению мощных толщ вулканогенных отложений в эвгеосинклинальных зонах и к формированию комагматичных им комплексов субвулканических интрузий, получивших наибольшее развитие на завершающих этапах раннегеосинклинального магматизма. Базальтоидный магматизм поздних этапов выражался в формировании комплексов самостоятельных малых интрузий преимущественно основного состава в виде дайковых поясов в структурах тех же зон глубинных разломов, пересекающих консолидированную складчатую область. Связь постмагматических гидротермальных процессов образования различных формационных типов колчеданных месторождений с однотипными в петрохимическом и металлогеническом отношении проявлениями глубинного базальтоидного магматизма обусловила сходство многих черт геохимии процесса минералообразования, минерального состава руд и околорудных метасоматитов этих месторождений.

Поясовое расположение колчеданно-полиметаллических месторождений обеих рудных формаций, приуроченность их к областям развития вулканогенных пород, близость основных черт геологического строения объясняются пространственной и генетической связью месторождений с линейными зонами внутригеосинклинальных глубинных разломов, длительно контролировавших процессы глубинного базальтоидного магматизма и связанного с ними гидротермального рудообразования. Особенно четко это проявилось в связи с полициклическостью развития складчатого обрамления юга Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- Агентов В. Б., Кудрявцев Г. А. О генетической связи колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийской спилит-кератофировой формацией.— В сб. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». Изд-во «Недра», 1964.
- Ажгирей Г. Д., Иванкин П. Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны снятия.— Бюлл. МОИП (отд. геол.), 1952, 27, вып. 3.
- Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. Изд-во «Наука», 1969.
- Белоус Н. Х., Новожилов В. И. Парагенез эксгальационно-осадочного железных и колчеданных руд Майнского месторождения.— В сб. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». Изд-во «Недра», 1964.
- Берман Б. И. Геология Кызыл-Таштыгского месторождения.— В сб. «Труды регионального совещания по развитию производительных сил Тувинской автономной области». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960.
- Берман Б. И., Агентов В. Б. О геохимических связях колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийским вулканизмом.— Геохимия, 1965, № 3.
- Берман Б. И., Прохоров В. Г., Хайретдинов И. А. К вопросу о температурах образования колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 4.
- Бородаев Ю. С., Гончарова Т. Я., Зарайский Г. П., Яковлев Г. Ф. Эксплозивные брекчии на медно-колчеданных месторождениях Блявинского рудного поля (Южный Урал).— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 6.
- Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан) т. I—VI. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1967—1969.
- Горжевский Д. У., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд-во «Недра», 1965.
- Дегтярева А. Н., Митряева Н. М., Рожнов А. А. Эксплозивные брекчии Жайремского рудного поля (Центральный Казахстан) и их связь с оруденением.— Геол. рудн. месторожд., 1969, № 6.
- Дистанов Э. Г. О роли сдвиговых движений в формировании Северо-Восточ-

- ной зоны смятия Алтая и локализации в ней полиметаллического оруденения.— Геол. и геофиз., 1962, № 2.
- Дистанов Э. Г.* О возрасте полиметаллических месторождений Салаира и некоторых закономерностей их локализации.— Геол. и геофиз., 1963, № 8.
- Дистанов Э. Г.* Генетические особенности полиметаллических месторождений Салаира в кембрийских вулканогенных образованиях.— В сб. «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р.* О метаморфизме руд полиметаллических месторождений Северо-Восточного Салаира.— Геол. и геофиз., 1964, № 3.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р.* О магнетиальном метасоматозе на колчеданно-полиметаллических месторождениях (на примере Восточной Тувы).— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 6.
- Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузубный В. С.* Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Иванов С. Н.* О гидротермально-осадочном рудообразовании (рецензия на книгу Н. С. Скрипченко).— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 1.
- Кормилицын В. С.* О новой колчеданосной провинции в Западном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1966, 168, № 4.
- Кормилицын В. С.* Новые полиметаллические рудные районы в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1968, 155.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А.* Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1966.
- Лабазин Г. С.* Геология полиметаллических месторождений Салаира. Госгеолтехиздат, 1953.
- Лапин Б. Н.* Нижнепалеозойский вулканизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение в северо-восточной Туве.— В сб. «Рудные формации и генезис эндогенных рудных месторождений Алтае-Саянской области». Изд-во «Наука», 1968.
- Лапухов А. С.* Особенности структуры, динамометаморфизма пород и руд Салаирского рудного поля.— Геол. и геофиз., 1964, № 12.
- Набоко С. И.* Условия формирования и особенности современной гидротермальной метасоматической формации Курило-Камчатской вулканической дуги.— В сб. «Молодые гидротермально-измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов». Изд-во «Наука», 1969.
- Скрипченко Н. С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). Изд-во «Недра», 1966.
- Смирнов В. И.* Конвергентность колчеданных месторождений.— Вестник МГУ, серия IV, Геология, 1960, № 2.
- Смирнов В. И.* О металлогении каледонид Западного Саяна.— Геол. и геофиз., 1963, № 2.
- Смирнов В. И.* Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах.— В кн. «Проблемы генезиса руд» (Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 15). Изд-во «Недра», 1964.
- Смирнов В. И., Гончарова Т. Я.* Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Сев. Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, 2, № 2.
- Смирнов В. И., Годлевский М. Н., Никитин В. Д. и др.* Генезис эндогенных рудных месторождений. Изд-во «Недра», 1968.
- Твалчрелидзе Г. А.* Опыт систематизации эндогенных месторождений складчатых областей. Изд-во «Недра», 1966.
- Шипулин Ф. К.* Соотношение интрузий и оруденения в Зыряновском районе на Рудном Алтае.— Докл. АН СССР, 1958, № 4.
- Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. ИЛ, 1958.
- Щерба Г. Н.* Месторождения атасуйского типа.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 5.

О ФОРМАЦИОННОМ ТИПЕ И ГЕНЕЗИСЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЗЕРНОГО

Р. С. Тарасова, М. В. Близнюк, И. Н. Бабкин

Открытие в 1963 г. свинцово-цинкового колчеданного месторождения Озерного в Бурятской АССР привело к выделению новой колчеданоносной провинции в раннекаледонской складчатой области Западного Забайкалья.

Месторождение приурочено к одному из останцов вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия в кровле палеозойской гранитной интрузии. Нижнекембрийские отложения смяты в крупные складки северо-восточного простирания, осложненные серией тектонических разрывов субширотного и северо-восточного направлений. Первые часто сопровождаются дайками андезитовых порфиритов и сиенит-порфиров, а вторые — дайками долеритовых порфиритов и сиенит-порфиров. Колчеданное оруденение месторождения Озерного локализовано в одноименной синклинальной структуре, в строении которой принимают участие известковистые и углистые туффиты, известняки с остатками нижнекембрийских водорослей и археоциат, известняковые брекчии, туфогравелиты и туфопесчаники, разнообломочные туфы кислых и средних эффузивов, реже лавы и туфолавы кислого и смешанного состава, агломератовые туфы и брекчии. Карбонатные образования преобладают на юго-восточном крыле и в ядре синклинали, пирокласто-осадочные и осадочно-пирокластические породы слагают преимущественно северо-западное крыло структуры и глубокие ее горизонты (рис. 1, 2).

Вулканогенно-осадочные образования Озерной синклинали отнесены к нижнекембрийской олдындинской свите, которая по литологическому составу и остаткам кембрийской фауны и флоры разделена на нижнюю и верхнюю подсвиты. Для нижней подсвиты характерен вулканогенный состав отложений с подчиненным положением карбонатных пород, верхняя подсвита — вулканогенно-осадочная, при значительной роли карбонатных отложений, содержащих остатки археоциат и водорослей. Каждая из подсвит представлена двумя толщами, в основу выделения которых положены черты отчетливой цикличности осадконакопления, связанной с пульсирующим характером вулканической деятельности, что обусловило определенную ритмичность накопления нижнекембрийских отложений.

В нижней подсвите выделены северная и гурвунурская толщи, а в верхней — озерная и сухореченская; отложения последней на месторождении отсутствуют. Нижние части толщ сложены преимущественно туфами и лавами, верхние — туффитами, туфами и известняками. По литологическим признакам, наличию маркирующих пластов, слоев и пачек, ритмичному характеру осадконакопления и рудоотложения, на основе многоступенчатости расположения рудных тел и по ряду других геологоструктурных признаков в разрезе толщ выделены горизонты, подгоризонты и ритмы, вплоть до отдельных слоев или пластов пород и руд.

Отложения северной толщи, на месторождении полностью не вскрытой, подразделяются на три горизонта.

Нижний горизонт сложен известняковыми туфогравелитами, туффитами и туфопесчаниками с линзами и прослоями известняков и углистых туффитов. Породы ритмично-слоистые, с рассеянной вкрапленностью пирита.

Средний горизонт представлен ритмично переслаивающимися, тонко-слоистыми пloyчатými углистыми и известковистыми туффитами. Снизу вверх возрастает насыщенность туффитов сульфидами и в кровле горизонта находится пласт полосчатой колчеданной свинцово-цинковой руды мощностью 6 м. Полосчатость руды обусловлена ритмичным переслаиванием пиритовых и галенит-сфалерит-пиритовых прослоев.

Верхний горизонт в нижней части сложен интенсивно окремненными, иногда ритмично-слоистыми известковистыми туффитами. Присутствуют вкрапленность пирита, очень редко — сфалерита и галенита. В верхней части горизонта в туффитах появляются линзы туфопесчаников и ослабевает окремнение.

Мощность отложений северной толщи более 340 м.

В гурвунурской толще выделены нижний, средний и верхний горизонты.

Нижний горизонт сложен кислыми туфами, лавами и туфолавами, между которыми существуют постепенные переходы. Лавы преобладают в нижней части горизонта, туфолавы — в верхней; средняя часть сложена разнообломочными туфами.

Средний горизонт преимущественно карбонатными породами — известняками, известняковыми брекчиями, чередующимися с ритмично-слоистыми известковистыми туффитами. Венчают горизонт туффиты смешанного состава с маломощными прослоями известняков и лав андезит-дацитовых порфириров.

Верхний горизонт заканчивает разрез нижней подсвиты. В его основании залегают разнообломочные агломератовые туфы, сменяющиеся в латеральном направлении туфами кислых, реже средних, эффузивов. Верхнюю половину горизонта слагают ритмично-слоистые углистые и известковистые туффиты, реже окремненные известняки с вкрапленностью сульфидов. В туффитах появляется пирротин. В кровле горизонта залегают пласт существенно пиритовой руды с примесью пирокластического материала и с прослоями ритмично-слоистых туффитов. Сфалерит и галенит образуют рассеянную вкрапленность. Для рудного пласта характерна большая протяженность по простиранию и падению, изменчивость мощности и содержания полезных компонентов.

Мощность гурвунурской толщи 320—360 м.

В разрезе озерной толщи верхней подсвиты выделено пять горизонтов (снизу вверх): туфолавоый, туффитовый, два продуктивных и кристаллотуфовый. В целом толща характеризуется ритмичным строением осадков, в составе которых значительную роль играют карбонатные породы. Толща вмещает все основные рудные тела месторождения, являющиеся продуктом нормального вулканогенно-осадочного процесса и приуроченные к определенным уровням литолого-стратиграфического разреза.

Туфолавоый горизонт в своих нижней и верхней частях сложен пестро перемежающимися между собой лавами и туфолавами андезитодацитовых порфириров. Кроме того, в верхней части встречаются известняки, известняковые брекчии и известковистые туффиты, а в основании нижней — агломератовые туфы с колчеданным оруденением. В средней части горизонта преобладают лавы андезитодацитовых порфириров. Туфолавоый горизонт в пределах месторождения Озерного является маркирующим и разделяет нижнюю и верхнюю подсвиты олдындинской свиты.

Туффитовый горизонт слагают известковистые и углистые туффиты,

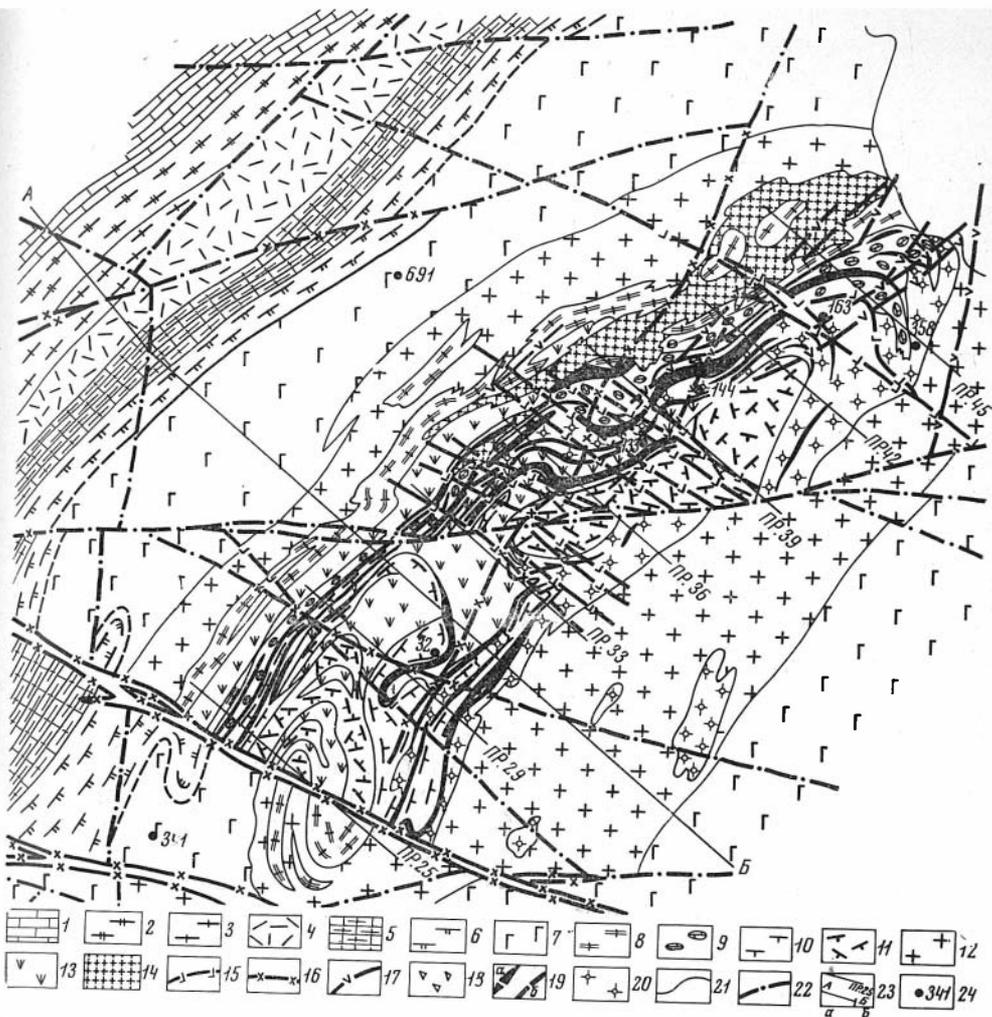


Рис. 1. Геологическая карта месторождения Озерного

Стратифицированы в отложения. Северная толща:

- 1 — нижний горизонт — известняковые туфогравелиты, туффиты, туфопесчаники с прослоями известняков и углистых туффитов;
- 2 — средний горизонт — ритмично переслаивающиеся углистые и известковистые туффиты, в верхах — пласт колчеданной руды;
- 3 — верхний горизонт — окремененные и известковистые туффиты с прослоями туфопесчаников.

Гуревнурская толща:

- 4 — нижний горизонт — кислые лавы, туфолавы и туфы;
- 5 — средний горизонт — известняки, известняковые брекчии, туффиты с прослоями лав андезито-дацитов и агломеративных туфов;
- 6 — верхний горизонт — агломеративные туфы, туффиты, известняки, пласт колчеданной свинцово-цинковой руды в верхней части горизонта.

Озерная толща:

- 7 — туфолоавовый горизонт — лавы и туфолавы андезито-дацитового порфирита, линзы и прослои известняковых брекчий, известковистых и оруденелых туффитов;
- 8 — туффитовый горизонт — известковистые туффиты, известняковые брекчии и туфогравелиты, маркирующая пачка углистых туффитов в верхней части;
- 9 — первый продуктивный горизонт — известняки, известняковые брекчии и гравелиты с обломками яшмовидных пород, туффиты, туфы типа ингимбритов и пять рудных тел;
- 10 — второй продуктивный горизонт — известняки, известняковые брекчии и гравелиты, туфы, туффиты и четыре рудных тела;
- 11 — кристаллотуфовый горизонт — известняки, известняковые брекчии, кристаллотуфы и лавы кислых эффузивов.

Субвулканические и дайковые образования.

- 12 — Автомагматические брекчии риолит-дацитовых порфиров;
- 13 — диабазовые порфиры;
- 14 — дацитовые порфиры;
- 15 — дайки андезитовых порфиритов;
- 16 — дайки сненит-порфиров;
- 17 — дайки долеритовых порфиритов;
- 18 — агломеративные брекчии среднего состава, лавы и лавобрекчии кислого и щелочного составов;
- 19 — тела колчеданных свинцово-цинковых руд: разведанные (а), предполагаемые (б);
- 20 — сидеритовые руды;
- 21 — геологические границы горизонтов и субвулканических интрузий;
- 22 — разломы;
- 23 — линии геологического разреза (а) и разведочных профилей (б);
- 24 — скважины и их номера

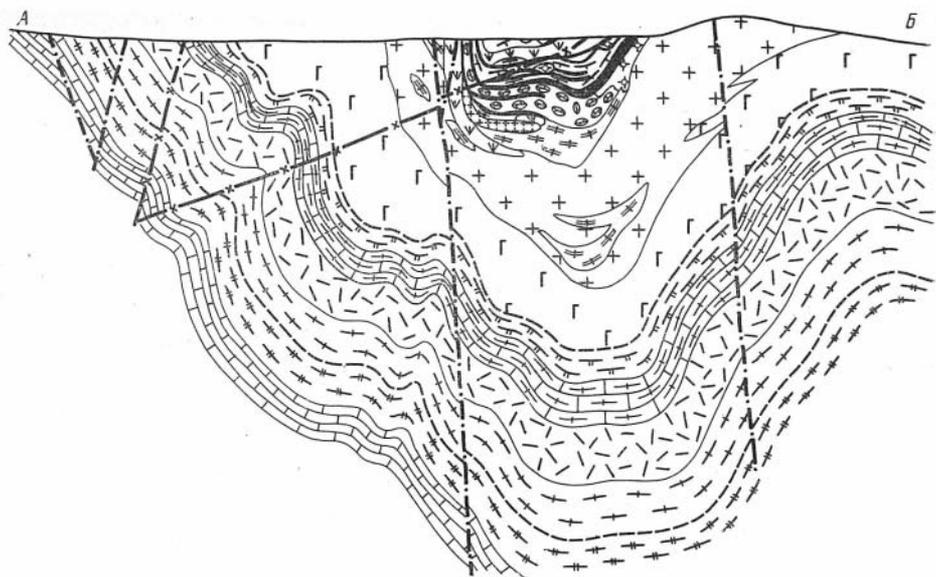


Рис. 2. Геологический разрез месторождения Озерного по линии А—Б
Условные обозначения см. на рис. 1

известняки и их брекчии, реже встречаются известняковые туфогравелиты, туфопесчаники и разнообломочные туфы. Породы горизонта образуют два крупных ритма, в которых выделяются более мелкие ритмы. Строение ритмов обычное — от грубообломочных разностей (известняковые брекчии, туфогравелиты) внизу до тонкообломочных (известковистые и углистые туффиты) — вверх каждого ритма. В туффитах обычно встречается пирротин. В кровле горизонта залегает маркирующая пачка углистых туффитов мощностью от 5—7 до 10 м, в своей верхней части она насыщена пиритом, галенитом и сфалеритом.

Первый продуктивный горизонт имеет неоднородное строение. В ядре и на юго-восточном крыле синклинали разрез полностью представлен известняковыми брекчиями с обломками красных яшмовидных пород и остовами рифогенных известняков (на юго-восточном крыле эти породы большей частью полностью сидеритизированы). На северо-западном крыле синклинали строение горизонта иное. Здесь в вертикальном разрезе горизонта выделяются нижний и верхний подгоризонты.

В нижнем (более мощном) подгоризонте преобладают известняки, их брекчии и туфогравелиты, являющиеся основаниями двух крупных ритмов, верхние части которых сложены туфами, туффитами и полосчатыми, ритмично-слоистыми и брекчиевидными рудами. Подгоризонт вмещает три пластовых рудных тела. Самое нижнее рудное тело лежит непосредственно на углистых туффитах маркирующей пачки туффитового горизонта и перекрывается известняковыми брекчиями, сменяющимися сверху туфогравелитами и туфами, на которых лежат ритмично-слоистые туффиты и следующее рудное тело. Второе рудное тело в свою очередь перекрывается известняковыми брекчиями и туфогравелитами, на которых залегает верхнее (третье) рудное тело нижнего подгоризонта. Рудные тела имеют многослойное (до трех слоев) ритмичное строение. В низах внутрирудных ритмов наблюдаются грубообломочные породы обычно с рудным цементом, в верхней части — полосчатые руды с прослоями туффитов.

В основании верхнего подгоризонта залегает пласт тонкообломочных туффигов с прослоями кристалло- и витрокластических туфов, реже углистых туффигов. Пласт перекрывается маломощным телом массивно-полосчатых руд, в которых отмечается косая слоистость. Выше разрез подгоризонта представлен маркирующей пачкой туфов типа игнимбри-тов, подстилающих вышележащее, наиболее богатое, мощное и выдержанное из всех, рудное тело, которым заканчивается первый продуктивный горизонт. Руды верхнего тела массивно-полосчатые, ритмично-слоистые, с прослоями и линзами туффигов, реже туфогравелитов.

Второй продуктивный горизонт в нижней половине представлен рифогенными (биогермными) известняками и известняковыми брекчиями, в которых отсутствуют обломки яшмовидных пород, характерные для первого продуктивного горизонта. В известняковых брекчиях основания горизонта залегает тело брекчиевидных колчеданных руд, не выдержанное по мощности и по содержанию рудных компонентов. Это тело часто сливается с нижележащим рудным телом, находящимся в кровле первого продуктивного горизонта.

Верхняя половина второго продуктивного горизонта представлена ритмично-слоистой пачкой пород, вмещающей последние четыре рудных тела (пласта) месторождения. В нижней части каждого ритма этой пачки залегают известняковые брекчии или туфогравелиты (часто с рудным цементом), сменяющиеся вверх по разрезу разнообломочными туфами и туффитами с рудной вкрапленностью. Завершается каждый ритм колчеданной рудой, в свою очередь имеющей внутреннее ритмичное строение. Количество ритмов в разрезе в общем соответствует количеству рудных пластов. Самое нижнее рудное тело описываемой пачки местами как бы «протыкается» рифами, которые оказывают существенное влияние на форму рудных тел в плане.

В северо-восточной и юго-восточной частях месторождения породы второго продуктивного горизонта, особенно известняковые разности, интенсивно сидеритизированы. Фронт сидеритизации затухает по направлению с северо-востока на юго-запад и с юго-востока на северо-запад.

Кристаллотуфовый горизонт залегает с местными размывами на породах второго продуктивного горизонта и венчает разрез олдындинской свиты на месторождения. Выделяется нижний, существенно карбонатный, и верхний — туфовый подгоризонты.

Нижний подгоризонт сложен преимущественно рифогенными известняками и их брекчиями с кристаллотуфовым цементом. В кровле известняков встречаются сравнительно глубокие карстовые «карманы», заполненные кристаллотуфами. В центральной части месторождения карбонатные породы подстилаются ритмично-слоистой пачкой, представленной (снизу вверх) туфогравелитами, туфопесчаниками, кристаллотуфами и туффитами.

Верхний подгоризонт представлен кристалло- и литокристаллокластическими разнообломочными туфами и лавами кислых эффузивов. Последние встречены на юго-западном фланге месторождения. Между туфами и лавами наблюдаются фациальные переходы. Кристаллотуфы на большей части месторождения интенсивно изменены, вплоть до образования пестроцветных глин коры выветривания.

Мощность отложений озерной толщи от 410 до 670 м; суммарная мощность двух ее продуктивных горизонтов — 140—230 м; общая мощность отложений олдындинской свиты на месторождении достигает 1430 м.

В трех верхних горизонтах озерной толщи обнаружены многочисленные остатки археоциат и водорослей, по которым возраст отложений датируется как раннекембрийский.

Из вышеизложенного следует, что для раннего кембрия района характерен процесс нормального осадконакопления и рудоотложения, периодически прерывавшийся относительно непродолжительными периодами активизации вулканической деятельности, обусловившими определенную ритмичность накопления оглоблей. Стратифицированные отложения хорошо коррелируются по всему месторождению (рис. 3) как в тектонических блоках, так и между ними. Рудные тела занимают строго определенное стратиграфическое положение в разрезе и являются верхними членами ритмичных пачек.

Вулканогенно-осадочные отложения месторождения прорваны серией субвулканических интрузивных тел раннекембрийского и триас-раннеюрского возраста. В порядке последовательности внедрения среди раннекембрийских интрузий выделены: автомагматические брекчии риолит-дацитовых порфиров, диабазовые порфириты, автомагматические брекчии дацитовых порфиров, андезитовые порфириты, а среди триас-раннеюрских — сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, лейкократовые долериты с апатитом и долериты криптовой структуры.

Автомагматические брекчии риолит-дацитовых порфиров образуют пластообразную интрузию, внедрившуюся по границе туфолавого и туффитового горизонтов, ассимилировав часть слагающих их пород. На юго-восточном крыле синклинали интрузия своей кровлей полого срезает пласты пород озерной толщи. На северо-западном крыле автобрекчии риолит-дацитовых порфиров имеют согласное залегание с осадочной толщей. В экзоконтакте интрузия насыщена ксенолитами вмещающих пород.

Диабазовые порфириты слагают одно мощное круто падающее на юго-восток дайкообразное тело и несколько силлообразных тел северо-восточного простирания. Дайкообразное тело сечет под острым углом северо-западное крыло синклинали, остальные (силлообразные) тела приурочены к шарниру синклинали и, вероятно, представляют собой апофизы дайки.

Автомагматические брекчии дацитовых порфиров образуют секущую интрузию сложной конфигурации, линейно вытянутую на северо-восток и падающую круто в сторону ядра синклинали. Пространственно интрузивное тело приурочено к одной структуре с диабазовыми порфиритами и прорывает последние.

Андезитовые порфириты слагают на месторождении серию субширотных крутопадающих на юго-запад даек, секущих стратифицированные отложения.

Сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры образуют маломощные дайки меридионального и субширотного направлений. Первые полого падают к северо-западу, а вторые чаще приурочены к мощным крутопадающим зонам тектонических нарушений субширотного простирания.

Лейкократовые долериты с апатитом и долериты криптовой структуры наблюдаются в виде маломощных (3—5 м) даек северо-восточного простирания, круто падающих на северо-запад. Долериты криптовой структуры пересекают все остальные вулканогенно-осадочные и субвулканические образования.

Все интрузивные образования месторождения являются пострудными. Вмещающие их породы на контакте серицитизированы, хлоритизированы, окремнены, баритизированы и биотитизированы. Колчеданные руды при этом перекристаллизованы и замещены магнетитом, особенно интенсивно на контакте с диабазовыми и андезитовыми порфиритами, а меньшей мере — на контакте с сиенит-порфирами и долеритовыми порфиритами.

Основной структурой рудного поля месторождения Озерного является синклиналь северо-восточного простирания, разделенная разрывными

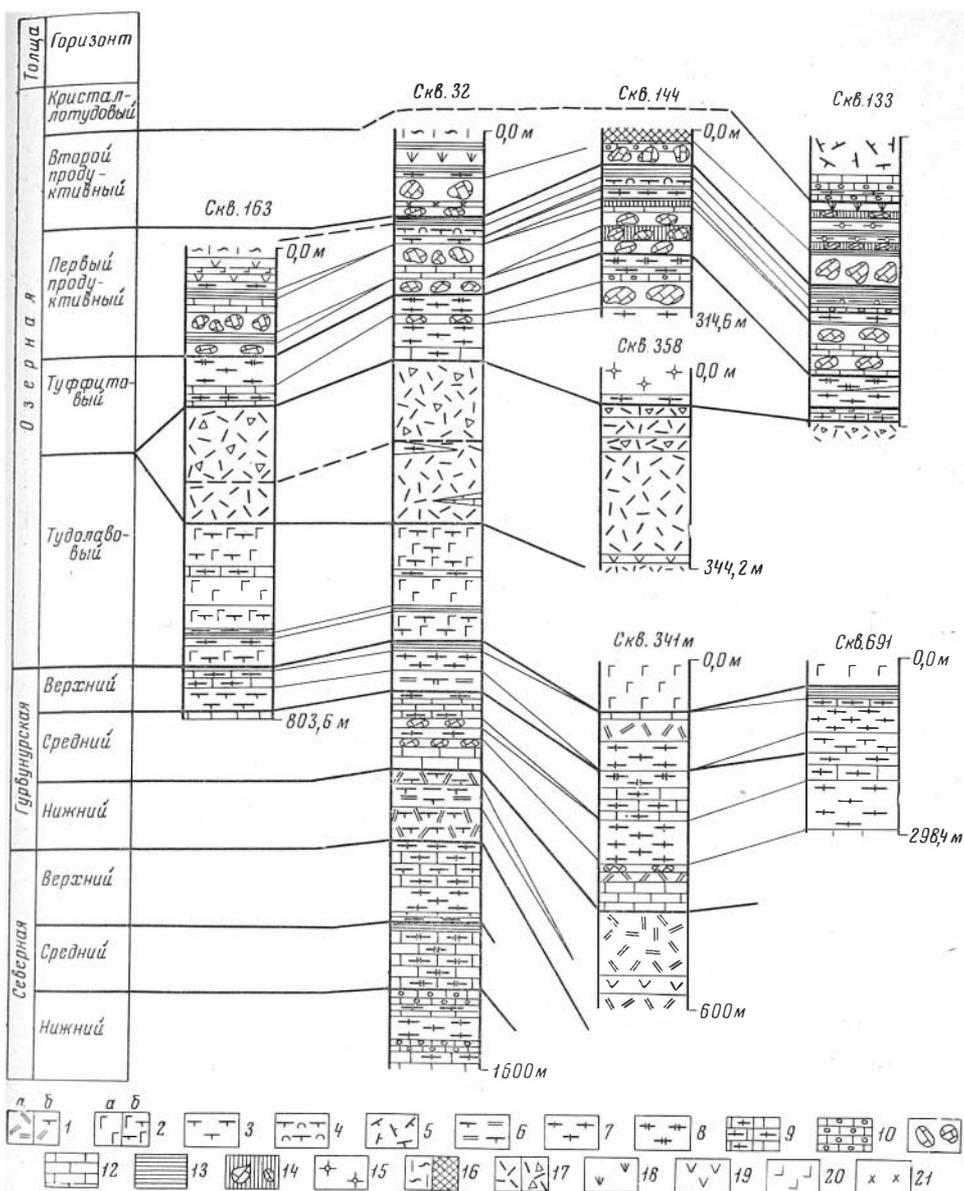


Рис. 3. Схема корреляции стратифицированных отложений месторождения Озерного (вертикальный масштаб 1 : 10 000)

Вулканоогенно-осадочные образования:

- 1 — лавы (а) и туфолавы (б) кислых эффузивов;
- 2 — лавы (а) и туфолавы (б) андезито-дацитовых порфиритов;
- 3 — туфы кислого состава;
- 4 — туфы типа игнимбритов;
- 5 — кристаллотуфы;
- 6 — агломератовые туфы;
- 7 — туффиты известковистые;
- 8 — туффиты углистые;

- 9 — переслаивание: туффиитов и известняков (а), углистых и известковистых туффиитов (б);
- 10 — туфогравелиты;
- 11 — известняковые брекчии;
- 12 — известняки;
- 13 — полосчатые и массивные руды;
- 14 — брекчиевидные и вкрапленные руды;
- 15 — сидериты;

16 — кора выветривания (а) и зона окисления (б).

Субвулканические и дайковые образования:

- 17 — автобрекчии (а) и эруптивные брекчии (б) риолит-дацитовых порфиритов;
- 18 — диабазовые порфириты;
- 19 — долеритовые порфириты;
- 20 — андезитовые порфириты;
- 21 — сиенит-порфириты

нарушениями (Центральным и Юго-Западным) на три тектонических блока: Северо-Восточный, Центральный и Юго-Западный. Озерная синклиналь представляет собой асимметричную линейную складку с отчетливо ундулирующим шарниром. На северо-востоке складка заканчивается центриклинальным замыканием пластов первого продуктивного горизонта озерной толщи, на юго-западе она центриклинально замыкается породами туфолазового горизонта этой же толщи. В ядре синклинали выходят породы верхнего кристаллотуфового горизонта, крылья сложены породами нижележащих первого и второго продуктивных горизонтов, вмещающих колчеданное и сидеритовое оруденение.

Складчатая структура месторождения в различных поперечных срезах отличается разнообразием геометрических форм крыльев и замка (рис. 4). Общая асимметричность синклинали определяется различным наклоном крыльев. Для северо-западного крыла характерны криволинейность профиля и крутое падение ($60-90^\circ$), юго-восточное крыло на большем протяжении структуры имеет пологое падение ($40-50^\circ$) и сравнительно простое строение. По форме замка в отдельных интервалах структура месторождения напоминает неправильный сундучный тип складок, имеющих широкий плоский замок, плавно переходящий в относительно крутые крылья. Синклиналь под разными углами погружается к юго-западу, образуя локальные поперечные перегибы.

Для Северо-Восточного блока характерно ступенчатое погружение шарнира синклинальной структуры и наличие флексурного осложнения северо-западного крыла на большей его части. На северо-восточном фланге месторождения синклиналь симметрична. В центральной и юго-западной части блока синклиналь имеет асимметричное строение (падение северо-западного крыла 60° , а юго-восточного — $35-40^\circ$) и коленообразный перегиб северо-западного крыла, где падение пластов меняется от 25 до $80-90^\circ$.

Центральный блок отличается своеобразием профиля синклинали. На большем своем протяжении складка имеет очертания, близкие к типу сундучных. Крылья ее наклонены круто ($60-85^\circ$), замок — широкий с пологим антиклинальным перегибом, имеющим падение пород в крыльях под углом $5-10^\circ$.

Образование дополнительных складок обязано неоднородной деформации пород при складкообразовании. В геологическом разрезе месторождения присутствуют породы, по-разному отвечающие на действие тектонических нагрузок. Рифогенные бесструктурные известняки, сидериты и крупноглыбовые известняковые брекчии способны противостоять предельным нагрузкам. Туфы, туффиты и колчеданные руды в тех же условиях проявляют склонность к течению и приобретают более сложные формы (флексурообразные перегибы, складки волочения и скалывания и т. д.). При этом в рудных пластах, претерпевших пластическую деформацию и перемещение масс по падению крыльев с волочением передвигающихся друг относительно друга пластов пород и руд, наблюдается локальное уменьшение мощностей на крыльях и раздувы в гребнях и замках складок.

Внутреннее строение пластов продуктивной части разреза месторождения осложнено рифовыми постройками и складками, возникающими в результате конседиментационного оползания слоистых осадков в условиях крутых склонов дна морской впадины.

В пределах всей синклинальной структуры широко распространены мощные (до 100 м) тела известняковых крупноглыбовых брекчий, имеющие крайне неоднородное строение и характеризующиеся обособлением отдельных блоков массивных бесструктурных известняков, окруженных различной величины глыбами органогенных известняков. Линейное распределение тех и других в плане и разрезе указывает на принадлеж-

ность их к рифовым постройкам типа биогермов. Рифовые массивы сопровождаются шлейфом опускающихся в соседние впадины обломочных продуктов разрушения известняков. В геологическом строении месторождения выделяются три барьерных рифа: 1) нижний, охватывающий по времени формирования период накопления осадков первого продуктивного горизонта с пятью нижними рудными телами; 2) средний, слагающий часть второго продуктивного горизонта, вмещающего четыре верхних рудных тела; 3) верхний, залегающий на туффитах продуктивной части месторождения. Рифовые постройки в морском бассейне определяли естественные границы, разделяющие не только различные фации осадков, но и области локализации колчеданного и сидеритового оруденения.

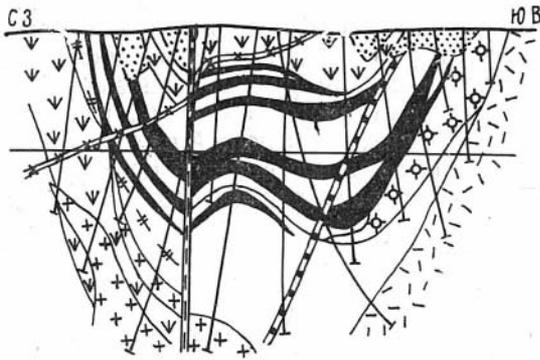
Основные тектонические разрывы, обусловившие блоковое строение месторождения, представлены крупными субширотными разломами взбросо-сдвигового характера: Центральным и Юго-Западным, с системой более мелких оперяющих трещин. Юго-Западный разлом, срезающий продуктивную часть месторождения, падает к юго-западу под углом 80° и сопровождается дайкой сиенит-порфиров и серией зон дробления, совпадающих или параллельных контакту дайки. Центральный разлом, разделяющий месторождение на две части, падает на юг под углом 80° . Амплитуда перемещения блоков в плоскости сместителя по вертикали около 50 м. В плане смещение блоков достигает 120 м.

На поверхности разлом отмечается линейной корой выветривания пород и руд, а на глубине — интенсивным расланцеванием пород и дроблением колчеданных руд. Зона разлома сопровождается трещинами скола юго-западного и северо-восточного падения под углами 60 — 85° . Трещины скола вмещают дайки андезитовых порфиритов. Более молодыми являются трещины северо-восточного направления. Они сопровождаются дайками долеритовых порфиритов с падением на северо-запад под углом 60 — 80° и на юго-восток под углом 70 — 80° .

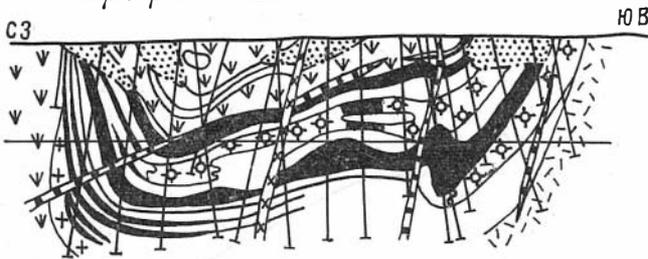
Месторождение Озерное объединяет в своем контуре два различных по вещественному составу и условиям залегания вида минерального сырья: колчеданные свинцово-цинковые и сидеритовые руды. Колчеданные рудные тела имеют пластовую и пластообразную форму и согласное с вмещающими породами залегание. Сидериты отличаются сложной формой соединяющихся между собой линз.

Колчеданные рудные тела в преобладающей массе выделяются как составная часть стратиграфических горизонтов и являются естественной зоной раздела нижней тонкокластической части осадков и верхней грубообломочной. Они представляют собой завершающий этап в каждом отдельном цикле нормально-осадочного и следующего за ним рудного хемогенного осадконакопления. Рудные тела приурочены к нескольким стратиграфическим уровням разреза рудовмещающей толщи и представляют собой серию расположенных друг над другом пластовых и пластообразных залежей, разделенных безрудными слоями осадочных и вулканокластических пород мощностью от 5 до 30 м. Они характеризуются: значительной протяженностью, согласным с вмещающими породами залеганием, изменчивой шириной и резко уступающей длине мощностью, которая колеблется от долей до нескольких десятков метров. Размеры и мощность рудных тел в значительной степени определяются пространственным положением и параметрами рифовых известняковых построек. Залегание рудных тел в крыльях синклинали изменчиво и определяется конкретными формами дополнительных мелких складок, изменением ориентировки крыльев, очертанием формы замка и поведением шарнира складки. Непостоянство форм синклинали по простиранию обусловило существенное изменение углов падения

Профиль 33



Профиль 29



Профиль 25

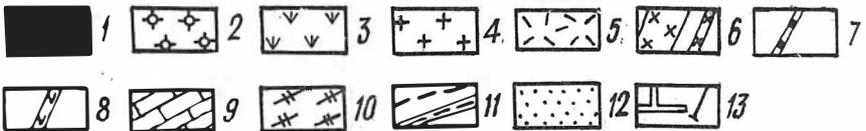
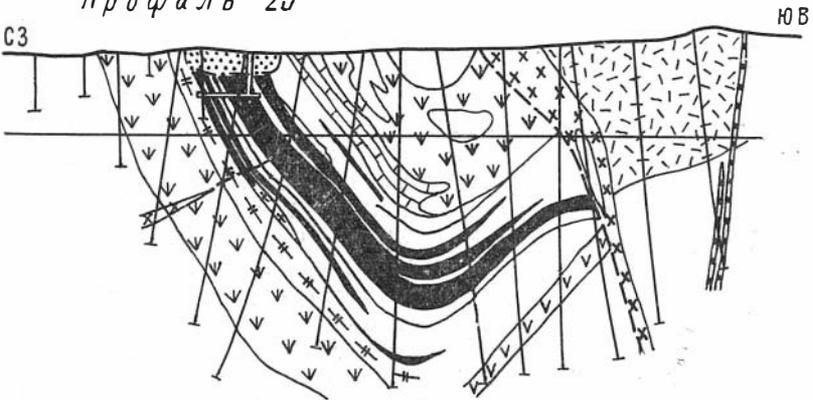
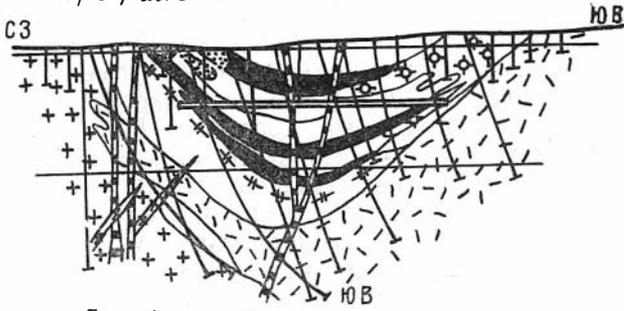


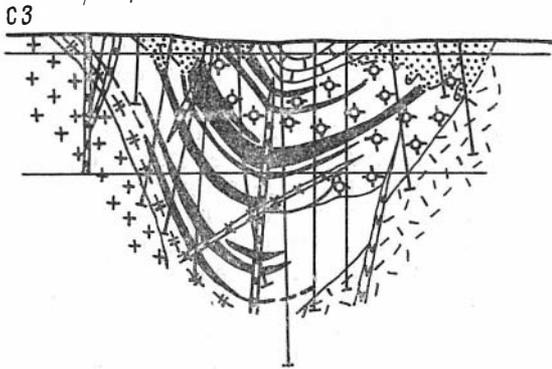
Рис. 4. Геологические разрезы месторождения по линиям разведочных профилей (см. рис. 1)

- | | | |
|------------------------------|---|-----------------------------------|
| 1 — колчеданные рудные тела; | 6 — дайки снейт-порфиров; | 10 — верхи туффитового горизонта; |
| 2 — сидериты; | 7 — дайки долеритов; | 11 — разломы; |
| 3 — диабазы; | 8 — дайки андезитовых порфиров; | 12 — зона окисления; |
| 4 — дациты; | 9 — низы кристалло-туффового горизонта; | 13 — скважины, горные выработки |
| 5 — риолит-дациты; | | |

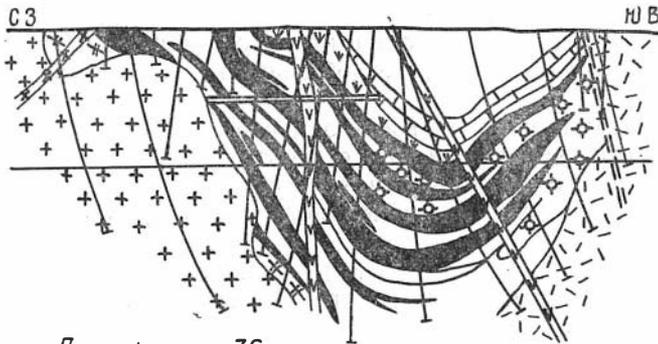
Профиль 45



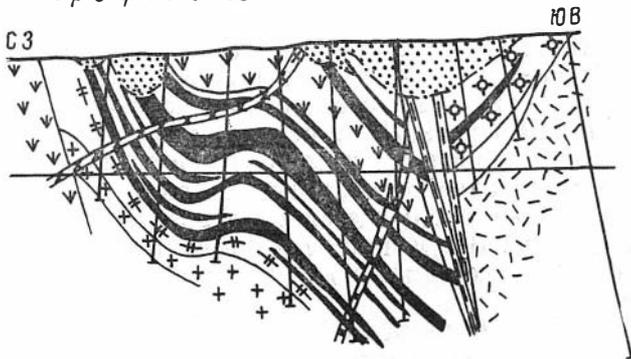
Профиль 42



Профиль 39



Профиль 36



рудных тел на крыльях. Для Северо-Восточного блока характерно увеличение углов падения от $40\text{--}50^\circ$ для верхних тел до $45\text{--}90^\circ$ для нижних. В Центральном блоке наблюдается общее увеличение углов падения рудных тел по мере удаления их от осевой плоскости синклинали (от 10 до 80°). Морфология рудных тел осложнена, кроме того, многочисленными поздними разрывами широтного и субширотного направления, амплитуды перемещения по которым достигают $5\text{--}10$ м. Внутреннее строение колчеданных рудных тел неоднородно, оно обусловлено чередованием разных по размеру слоев сплошных колчеданных руд, безрудных пород, оруденелых известняковых брекчий и сидеритов. Некоторые рудные тела состоят в основном из колчеданных руд с незначительным количеством безрудных прослоев, другие тела объединяют в своем контуре по $2\text{--}3$ сближенных в разрезе колчеданных пласта полосчатого строения, разделенных слабо минерализованными породами. Рудные тела в известняковых брекчиях характеризуются неравномерным распределением оруденения. По форме выделяются пластовые и пластообразные рудные тела, ленточные, сложные пластообразные и линзовидные залежи.

Залежи сидеритовых руд протягиваются на месторождении по юго-восточному крылу, образуя единое геологическое тело сложной пластообразной формы с многочисленными ответвлениями. Своеобразие форм сидеритовых тел, по-видимому, связано с приуроченностью их к крутонаправленным тектоническим каналам и с характером напластования замещаемых пологозалегающих пород. Сидериты несут неравномерную вкрапленность сульфидов.

Баритовое оруденение на месторождении имеет ограниченное распространение. Представлено жилами и прожилками, локализованными в тектонических зонах северо-восточного и субширотного простиранья. Отдельные жилы барита изредка достигают мощности $5\text{--}7$ м, но по простиранью и падению они быстро выклиниваются.

Изменения вмещающих пород месторождения связаны с процессами диагенеза, контактового, регионального и гидротермального метаморфизма.

На стадии диагенеза произошло перераспределение и перекристаллизация рудного вещества, а также девитрификация и перекристаллизация вулканического стекла в лавах и туфах кислого и среднего состава с образованием вторичных минералов — кварца, серицита, биотита и хлорита.

С явлениями контактового метаморфизма связана серицитизация, микроклинизация и окремнение, характерные для эндоконтактовых частей интрузий автоматических брекчий риолит-дацитовых и дацитовых порфинов. Мощность зон измененных пород измеряется обычно первыми метрами.

Продукты регионального метаморфизма пользуются наиболее широким распространением в области развития нижнекембрийских отложений, преобразования которых отвечают мусковит-хлоритовой ступени зеленых сланцев (Салоп, 1967). В результате регионального метаморфизма вулканогенных пород как кислого, так и среднего состава вкрапленники плагиоклазов альбитизированы, пепловый и лавовый материал серицитизирован, реже наблюдается хлоритизация и карбонатизация пород кислого состава. В вулканитах среднего и основного состава преобладают процессы хлоритизации, карбонатизации, эпидотизации и актинолитизации.

Вторичные изменения пород рудовмещающей толщи пользуются незначительным площадным распространением при большом разнообразии гидротермально-метасоматических минеральных ассоциаций. Прожилки гидротермальных минералов — кварца, кальцита, доломита, си-

дерита, барита и других — секут вмещающие породы и колчеданные руды.

Руды месторождения Озерного отличаются: простым вещественным составом, довольно равномерным распределением полезных компонентов, тонкой зернистостью и тесным взаимопроращением минеральных индивидов, слабой метаморфизованностью, совмещением сидеритовой и колчеданной минерализаций. Главными рудными минералами являются пирит и сфалерит; второстепенными — галенит и магнетит; к редким относятся: гематит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, марказит, блеклые руды, самородное серебро и др.; нерудные минералы представлены: сидеритом, кальцитом, анкеритом, доломитом, родохрозитом, баритом, серицитом, кварцем, хлоритом, флюоритом и др.

Пирит в виде сплошных тонкозернистых масс и неравномернозернистых кристаллических агрегатов слагает основную массу руд. Он представлен несколькими морфологическими разновидностями, отнесенными к двум разновременным генерациям. Наиболее ранним является метакolloидный пирит в форме округлых почек размером от десятитысячных до сотых долей миллиметра, редко до 1 мм в поперечнике. Иногда почки сложены тонкозернистыми колломорфными пиритом и сфалеритом, либо пиритом и нерудным минералом, которые слагают чередующиеся кольцевые зонки шириной 0,005—0,05 мм. При диагенезе и метаморфизме колломорфные образования превращаются в мозаичные агрегаты. Ко второй генерации отнесены тонкозернистый, разнозернистый и глобулярный пирит. Тонкозернистый пирит цементирует мозаичные агрегаты раннего пирита, разнозернистый — встречается на контакте колчеданной руды с интрузивными образованиями, а глобулярный — в виде включений в сфалерите и галените.

Сфалерит, как указывалось, участвует в сложении колломорфных образований полиминерального состава, выполняя межзерновые промежутки в тонкозернистых агрегатах пирита; в меньших количествах он встречается в поздних прожилках с баритом, сидеритом и другими минералами. Перекристаллизация почек происходила с разделением пирита и сфалерита.

Галенит по сравнению с пиритом и сфалеритом развит в значительно меньших количествах. Он слагает неправильные выделения между зернами пирита и образует вкрапленность в поздних прожилках, секущих колчеданные руды.

Магнетит в пределах месторождения наблюдается в значительных концентрациях только на локальных участках контактов даек и силлов порфиритов с колчеданными рудами и сидеритами. В виде вкрапленности и гнезд он встречается вблизи тектонических разрывов.

Остальные рудные минералы (арсенопирит, халькопирит, пирротин и др.) присутствуют в рудах в незначительных количествах. Большинство из них связано с поздней барит-полиметаллической ассоциацией и своим происхождением обязано гидротермально-метасоматической стадии процесса рудообразования.

Нерудные минералы (кроме сидерита, слагающего крупное линзообразное тело) наблюдаются в маломощных прожилках, секущих вмещающие породы и руды.

По особенностям вещественного состава на месторождении выделены колчеданные, сидерит-колчеданные, колчеданно-сидеритовые и сидеритовые руды. Преимущественным распространением пользуются колчеданные и сидеритовые руды, два других типа встречаются на участках пространственного совмещения сульфидного и сидеритового оруденения и разделяются по соотношению содержаний пирита и сидерита.

По текстурному облику среди свинцово-цинковых колчеданных руд

отчетливо выделяются: богатые полосчатые, полосчатые, брекчиевидные и вкрапленные руды. Доля всех этих руд в запасах месторождения примерно одинакова.

Богатые полосчатые свинцово-цинковые колчеданные руды отличаются повышенным содержанием пирита и сфалерита, слагающих обособленные прослои различной мощности. Границы обычно прямолинейны, реже — извилисты. Галенит наблюдается как в прослойных, так и в секущих прожилках, приуроченных преимущественно к контактам пиритовых и сфалеритовых прослоев. Мощность прослоев изменяется от десятых долей миллиметра до нескольких десятых сантиметров. Руды этого типа чаще всего приурочены к пачкам тонкого ритмичного переслаивания пород.

Полосчатые свинцово-цинковые колчеданные руды представлены тонкозернистым пиритом, промежутки между зернами которого заполняют сфалерит и нерудные минералы. Здесь же в небольших концентрациях встречается галенит. Полосчатость подчеркивается ритмичным чередованием прослоев с пиритом различной зернистости, а также чередованием прослоев слаборуденелых туффитов и пирита.

Брекчиевидные свинцово-цинковые колчеданные руды отличаются специфической брекчиевидной текстурой: в сульфидном цементе заключены многочисленные обломки известняка, яшмовидных пород, туффитов, сидеритов, реже массивных и полосчатых колчеданных руд. Количество обломков колеблется от 5—10 до 65—70%, размеры обломков — от нескольких миллиметров до первых метров в поперечнике, форма их — преимущественно угловатая, редко полуокатанная. Границы обломков четкие; по границам нередко развивается мономинеральная галенитовая оторочка. Обломки (за исключением рудных) не несут, как правило, вкрапленности сульфидов. Состав рудного цемента идентичен составу полосчатых колчеданных руд, но отличается большей неравномерностью распределения полезных компонентов.

Вкрапленные свинцово-цинковые колчеданные руды представляют собой туффиты или известняковые брекчии с вкрапленностью, прожилками, гнездами или линзовидными скоплениями пирита, сфалерита и галенита.

По химическому составу колчеданные руды месторождения Озерного относятся к свинцово-цинковым: они содержат в промышленных концентрациях цинк, свинец, серу и в качестве попутных компонентов — серебро и кадмий.

Фактический материал позволяет предполагать, что вулканогенно-осадочные отложения раннего кембрия накапливались в морской среде, в условиях теплого аридного климата на фоне преобладающего погружения дна сравнительно неглубокого морского бассейна. Формирование пород сопровождалось интенсивной подводной вулканической деятельностью взрывного характера с мощными выбросами пирокластического материала и излияниями лав от андезитового до риолитового состава. Поскольку типичные прибрежные фации в составе нижнекембрийских отложений отсутствуют, то осадконакопление протекало, вероятно, вдали от берегов бассейна. Во впадинах морского дна, где влияние донных течений было незначительным, отлагались горизонтально-слоистые туффиты с мелкой ритмичностью и хорошей сортировкой обломочного материала внутри каждого ритма. Для них характерны: текстуры оползания и оплывания, сложные причудливого рисунка мелкие складки, микросбросы, текстуры разрыва и дробления слабо литифицированных осадков. Чередование периодов слабого проявления вулканизма с периодами интенсивной эксплозивной деятельности было частым и многократным, в результате чего сформировалась вул-

каногенно-осадочная толща ритмичного строения. В относительно спокойных условиях, нарушаемых частными землетрясениями и сравнительно редкими извержениями, происходило медленное накопление осадков за счет материала, поставляемого вулканами, действовавшими за пределами района месторождения, а также за счет размыва вулканических конусов, выступавших над поверхностью моря, и за счет оседания карбонатов. Потухшие вулканы проявляли интенсивную сольфатарную деятельность. Термальные источники поставляли в море в больших количествах соединения кальция, железа, марганца, свинца, цинка и других минеральных веществ. Вследствие выноса в море кальция происходило усиленное отложение хемогенных известняков и расцвет археоциат и водорослей в мелководных условиях на склоне конседиментационного поднятия, разделявшего морской бассейн на две субпараллельные впадины северо-восточного направления. В этих впадинах при соответствующих физико-химических условиях отлагались сульфидные или окисные соединения железа, сульфиды цинка и свинца. Возможно, что к западу от рифового массива, в первой из этих двух впадин осаждались сульфиды железа, цинка и свинца в виде коллоидных образований, в то время как в восточной впадине осаждался преимущественно сидерит. При землетрясениях и извержениях в результате сильных подземных толчков рифовые постройки дробились и осыпались. Большая масса обломков известняка падала в примыкающий к массиву истый осадок, смешивалась с ним и, расползаясь по склону в виде грязевого потока, взламывала по пути уплотнившиеся осадки и смешивалась с ними. В результате образовывались известняковые брекчии, содержащие обломки известняков, полосчатых колчеданных руд, микрофельзитов, яшмовидных пород и другие обломки. Так как осадение рудного и приокластического материала при этом не прекращалось, то цемент известняковых брекчий пепловый или пепловый с сульфидами (брекчиевидная руда) и сидеритом.

На стадии диагенеза произошло преобразование осадков, в результате чего метакolloидные почки полиминерального состава (сфалерит-пиритовые, галенит-пиритовые и т. д.) начали распадаться с перераспределением сульфидного вещества и с обособлением галенита, сфалерита и пирита; в рудах образовались трещины, которые заполнялись кварцем, карбонатом и сульфидами.

В ходе складчатости и процессов динамо-термального метаморфизма шло дальнейшее преобразование пород и руд. При складкообразовании возникли послонные срывы и полости, которые заполнились сфалеритом и галенитом с образованием богатых полосчатых свинцово-цинковых колчеданных руд. Трещины заполнились тонкошоватыми агрегатами кварца и кальцита с вкрапленностью сульфидов (прожилково-вкрапленные руды). При преобразовании стекла пирокластических пород выделялся кварц-серицитовый агрегат и в небольшом количестве карбонат. С внедрением диабазовых интрузий и даек среднего состава на контактах их с колчеданными рудами произошли перекристаллизация пирита и образование магнетита.

С гидротермально-метасоматическим этапом связано образование сидеритов и барит-полиметаллического оруденения. При этом в первую стадию отложился сидерит в виде метасоматических залежей, образовавшихся при замещении известняковых брекчий и в меньшей мере туфов и туффитов. Впрочем, вопрос о генезисе сидеритов окончательно не решен, существует мнение и о первично-осадочном происхождении по крайней мере части сидеритов месторождения. В барит-полиметаллическую стадию образованы многочисленные прожилки, сложенные пиритом, сидеритом, кварцем, кальцитом, флюоритом, галенитом, халькопиритом, и зоны баритизации, приуроченные к тектоническим наруше-

ниям. В позднегидротермальный этап выделились кварц-кальцитовые прожилки без вкрапленности сульфидов, секущие все более ранние образования.

В процессе гипергенеза на месторождении произошло образование зоны окисления по колчеданным, сидеритовым и магнетитовым рудам. Исходя из анализа полученных в процессе разведки фактических материалов, месторождение Озерное относится к вулканогенно-осадочным с наложенными гидротермально-метасоматическими сидеритовой и барит-полиметаллической минерализациями. Возраст рудоотложения датируется как раннекембрийский.

Характерные особенности месторождения, свидетельствующие о вулканогенно-осадочном происхождении руд и их сингенетичности осадконакоплению, выражаются в следующем:

1. Рудные тела тесно ассоциируют с морскими вулканогенно-осадочными отложениями нижнего кембрия, являясь верхними членами ритмов нормально-осадочных ритмично-слоистых пачек пород, и отвечают этапам затухания вулканической деятельности.

2. Месторождение Озерное относится к группе так называемых стратиформных (Щерба, 1968), так как рудные горизонты и рудные тела имеют строго определенное, этажное расположение в разрезе месторождения. Многоэтажность их расположения свидетельствует о пульсирующем характере поступления рудоносных гидротерм в морской бассейн.

3. В процессе осадконакопления и рудоотложения существовали кратковременные местные перерывы, о чем свидетельствуют обломки руд в породах, перекрывающих рудные тела, а также обломочные текстуры руд. Руды в обломках по текстуре, структуре, минеральному и химическому составам не отличаются от нижележащих тел. При этом отмечено отсутствие рудных проводников вокруг обломков. Рудные обломки ассоциируют с обломками вмещающих пород. Тектурные элементы руды (полосчатость, прожилки) «срезаются» границами обломков. Степень метаморфизма рудных обломков отвечает уровню метаморфизма вмещающих пород и рудных тел.

4. Рудные пласты залегают согласно с вмещающими породами, в которых отсутствуют окологрудные изменения; границы рудных тел достаточно резкие и четкие; секущих рудных тел на месторождении не обнаружено.

5. Руды характеризуются тонкой ритмичной горизонтальной, реже косой, слоистостью, обусловленной различной зернистостью и составом рудных минералов, а также наличием безрудных и в разной степени минерализованных прослоев. Тектурный облик руд явно осадочного происхождения.

6. В строении большинства рудных тел отчетливо выделяется более мощная и богатая многослойная центральная часть и, обычно однослойные и менее богатые, фланговые части, что объясняется отложением руд в условиях постоянного прогибания дна морского бассейна, сопровождавшегося образованием конседиментационных складок.

7. Все без исключения дайки пересекают полосчатые руды и вмещающие их породы и пронизывают все продуктивные горизонты. Контакты даек резкие, большей частью сорванные. На контактах наблюдается дробление руд и последующая цементация рудных обломков породой дайки.

8. Породы и руды вблизи даек претерпели контактовый метаморфизм, выразившийся в перекристаллизации колчеданных руд с образованием крупнокристаллического пирита, коротких прожилков и гнезд галенита и сфалерита, а также магнетита и хлорита. Вмещающие породы близ контакта также интенсивно хлоритизированы, серицитизирова-

ные и рассланцованы, вплоть до образования серицит-хлоритовых сланцев. Ширина ореола приконтактных изменений зависит от мощности даек и характера пересекаемых пород и руд. Интенсивное развитие магнетитовых руд наблюдается при пересечении дайками сидеритов, являющихся, возможно, одновременными осадочными или близкосолеколчеданными гидротермально-метасоматическими образованиями.

9. Наличие во вмещающих породах рудной вкрапленности и тонких прожилков сульфидов вдоль зальбандов даек объясняется, очевидно, тепловым воздействием даек и последующим метаморфизмом с переотложением рудных минералов по мельчайшим трещинам.

10. Руды имеют тонкозернистое строение и простой минеральный состав. Главными минералами являются пирит, сфалерит и в меньших количествах галенит, образующие между собой и с нерудными минералами тесную ассоциацию, в которой пирокластический и осадочный материал является составной частью, а не реликтами замещенных пород.

11. Рудные тела характеризуются богатым содержанием полезных компонентов в лежащем боку, постепенным затуханием оруденения в кровле и на выклинивающихся флангах. Для полосчатых колчеданных руд характерны четкие, резкие границы, а для брекчиевидных и вкрапленных руд они трудно прослеживаются и устанавливаются опробованием.

12. Для продуктивных горизонтов месторождения характерно нарастание интенсивности рудоотложения по вертикали от самого нижнего рудного тела, подстилаемого углистыми туффитами, к наиболее мощному и богатому телу, подстилаемому туфами типа игнимбритов. Выше по разрезу (во втором продуктивном горизонте) интенсивность рудоотложения падает, что говорит о неравномерном поступлении рудоносных растворов в морскую среду, о различных качественных и количественных характеристиках этих растворов и о постепенном затухании рудного процесса во времени.

13. Коэффициент вариации по сере и железу в колчеданных рудах составляет 5—15 (до 20%), что отвечает нормальным осадочным образованиям. По цинку и свинцу коэффициент вариации значительно выше (в среднем 31% по цинку и 91% по свинцу), что объясняется перераспределением рудного вещества на стадии диагенеза и при последующих метаморфических преобразованиях с наложением барит-полиметаллической минерализации.

14. Рудные тела и вмещающие их вулканогенно-осадочные породы имеют одинаковую степень и один и тот же план деформаций. Несмотря на резкую деформированность разнородных пород и обилие разломов, контакты пород и руд согласные. Сквозные рудные тела отсутствуют.

15. Рудные тела располагаются в разных частях складки, а не только в ее замке; при этом мощности рудных тел не зависят от того, в какой части синклинали они расположены. В рудах очень часто встречаются микроскладки волочения, оползания, структуры конседиментационных брекчий, послонные срывы и полости отслаивания.

16. В рудах отсутствуют ясно выраженные дизъюнктивные нарушения, возникшие до процессов рудообразования; все выявленные на месторождении нарушения явно пострудные — они одинаково смещают как рудные пласты, так и вмещающие породы.

17. На стадии диагенеза происходило преобразование илистых осадков в литифицированные образования и перераспределение сульфидов с образованием полосчатых свинцово-цинковых руд, в которых выделились существенно сфалеритовые и пиритовые слои. Вдоль трещин в рудах образовались кварц-карбонатные прожилки с галенитом и сфалеритом.

том. В дальнейшем руды и вмещающие породы были в одинаковой степени метаморфизованы в связи со складчатыми деформациями и гидротермально-метасоматическими процессами. При этом вмещающие породы претерпели процесс зеленокаменного изменения, а руды — процесс перекристаллизации, с наложением на них сидеритовой (?) и барит-полиметаллической минерализаций, особенно на путях подъема и вблизи выходов гидротерм.

18. Изложенные выше признаки свидетельствуют о вулканогенно-осадочном происхождении руд и сингенетичности их образования с вмещающими породами, возраст которых датируется, на основании определения многочисленных археоциат и водорослей, как раннекембрийский. Отсюда и временем образования колчеданных руд месторождения следует считать ранний кембрий, на что указывает также исследование изотопного свинца из галенитов. По данным В. С. Кормилицына (1968), отношения изотопов свинца из галенитов колчеданных залежей Западного Забайкалья составляют: $Pb^{208} : Pb^{204} = 33,37$; $Pb^{207} : Pb^{204} = 14,67$; $Pb^{206} : Pb^{204} = 16,82$. Эти отношения указывают на раннепалеозойский возраст оруденения.

Близкие отношения изотопов свинца из галенитов месторождения Озерного получены Э. Г. Дистановым по десяти определениям¹: $Pb^{208} : Pb^{204} = 38,15$; $Pb^{207} : Pb^{204} = 15,37$; $Pb^{206} : Pb^{204} = 17,40$. Приведенные определения также говорят о раннекембрийском возрасте колчеданных свинцово-цинковых руд месторождения.

19. По своему происхождению оруденение является эндогенным и связано с базальтоидным вулканизмом, что доказывается как пространственной, структурной и временной близостью с субвулканическими и интрузивными образованиями, так и тесным переслаиванием руд с продуктами вулканической деятельности — пирокластическими и вулканохимическими осадками. Рудоподводящими структурами следует, очевидно, считать разломы северо-восточного простирания и оперяющие их трещины, по которым происходили блоковые подвижки дна морского бассейна на фоне общего постепенного опускания и прогибания последнего. По разломам впоследствии внедрились субвулканические тела и дайки кислых и средних эффузивов. Рудоподводящие каналы имели линейный характер; при этом центры вулканической деятельности также располагались вдоль линейных структур на северо-северо-западе от месторождения, на что указывает увеличение мощностей и гранулометрического состава пирокластических отложений на северо-западном и северном флангах месторождения.

20. По морфологии, условиям залегания, текстурно-структурным особенностям и условиям образования руд месторождение Озерное имеет много сходных черт с месторождениями атасуйского типа Центрального Казахстана («Геология и металлогения...», 1967). Месторождение обладает многими отличительными признаками вулканогенно-осадочного происхождения руд, подобными тем признакам, которые описаны для колчеданных месторождений Северного Кавказа в работах Н. С. Скрипченко (1966), В. И. Смирнова, М. Н. Годлевского и др. (1968), В. И. Смирнова и Т. Я. Гончаровой (1960).

Авторы данной статьи не претендуют на полное освещение вопроса геологии колчеданного свинцово-цинкового месторождения Озерного. Сложное по геологическому строению, спорное по происхождению и уникальное по запасам руд, месторождение требует дальнейшего изучения.

¹ Аналитик Л. Д. Шпилов, ИГиГ СО АН СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан), т. 3. Под ред. Р. А. Борукаева и Г. Н. Щербы. Алма-Ата, 1967.
- Кормилицын В. С.* О новой колчеданосной провинции в Западном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1966, 168, № 4.
- Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной области, т. II. Изд-во «Наука», 1967.
- Скрипченко Н. С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере месторождений Северного Кавказа). Изд-во «Недра», 1966.
- Смирнов В. И., Гончарова П. Я.* Геологические особенности образования колчеданных месторождений Северного Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 2.
- Смирнов В. И., Годлевский М. Н.* и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. Изд-во «Недра», 1968.
- Щерба Г. Н.* Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Сов. геология, 1968, № 6.

**ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ
ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД**
(на примере некоторых месторождений, связанных с
субвулканическими гранитами)

А. П. Берзина, В. И. Сотников

В советской геологии успешно развивается учение о формациях, достигшее наибольших успехов при анализе осадочных и магматических образований. В последние годы появились работы, посвященные разработке основ формационного анализа при систематике эндогенных рудных месторождений, а также метаморфических и метасоматических пород. Вместе с тем учение о геологических формациях проходит еще начальный этап развития, которому свойственны поиски путей исследования. Вследствие этого до настоящего времени даже некоторые основные определения и понятия не являются общепринятыми. Однако несмотря на существующие расхождения в содержании и объеме понятий, всеми исследователями признается большое значение учения о формациях для дальнейшего развития геологии.

Выделение некоторых формаций гидротермально-измененных пород и их характеристика приводятся в работах Н. И. Наковника (1964), А. С. Павленко (1963), В. А. Жарикова (1966), В. А. Жарикова и Б. И. Омеляненко (1965), Ю. В. Казицына (1966а, б) и других исследователей. Этим же вопросам были посвящены сообщения на II конференции по околорудному метасоматизму (Боголепов, 1966, Соколов, 1966; Шлыгин, 1966).

В качестве основных элементов систематики гидротермально-измененных пород приводятся фации и формации. Литература по измененным породам изобилует этими терминами. Однако разные авторы вкладывают в эти понятия свой смысл. Наиболее удачные определения фации и формации гидротермально-измененных пород, на наш взгляд, были даны Н. И. Наковником. Определения, приводимые В. А. Жариковым и А. С. Павленко, основаны на физико-химическом анализе геологического процесса. В них намечается тенденция, на что указывал Н. И. Наковник (1967), отойти от того понимания, которое было положено в основу учения о геологических формациях и с успехом используется при изучении осадочных, магматических и рудных образований. А именно от понимания под геологической формацией естественного сообщества пород, возникающего в определенной геологической обстановке и отвечающего отдельным этапам развития того или иного участка земной коры («Обзор геологических понятий и терминов...», 1963).

Нам кажется, что так же следует понимать и формацию гидротермально-измененных пород, поскольку она является частным проявлением геологической формации. Такое понимание будет способствовать дальнейшему развитию учения о геологических формациях вообще и формациях измененных пород в частности. Оно дает возможность использовать тот опыт, который был достигнут при формационном анализе геологических образований (особенно магматических и рудных). С другой стороны, привлечение многих специфических методов при формационном анализе измененных пород, которые по ряду причин не получили своего развития в смежных областях геологии, дает много ценного для дальнейшего развития учения о фациях и формациях в целом.

В этом смысле трудно переоценить значение физико-химического анализа, получившего наибольшее развитие при изучении метаморфических и метасоматических пород и позволившего установить ряд важнейших закономерностей их развития.

Различный подход к изучению гидротермально-измененных пород, геологический и физико-химический, в значительной мере определил существующие разногласия в систематизации этих образований. Так, В. А. Жариков и Ю. В. Казицын аргиллизиты выделяют в формацию. Н. И. Наковник (1957) ставил под сомнение выделение аргиллизитов в качестве самостоятельных образований и располагал их в ряду фаций, входящих в состав формации вторичных кварцитов. Барнем (Burnham, 1962) и ряд других зарубежных исследователей рассматривают аргиллизацию как единый процесс наряду с пропилитовыми, слюдянными и калишпатowymi изменениями, проявившимися на месторождениях медно-порфировых руд. Наши исследования на Жирекенском месторождении, а также исследования В. Д. Пампуры (1965) на Шахтаминском месторождении свидетельствуют о проявлении генетической связи аргиллизитов с калишпатизированными, окварцованными и серицитизированными образованиями.

Такие же расхождения существуют и по вопросу фациальной или формационной принадлежности и других групп гидротермально-измененных пород (пропилитов, березитов и т. д.).

Во многих работах намечается тенденция считать проявление минерала в заметном количестве достаточным основанием для выделения самостоятельной фации (турмалиновой, флюоритовой, топазовой, сванбергитовой и т. д.), в результате чего в пределах одного месторождения выделяется множество фаций. Это затрудняет обобщение фактического материала и препятствует установлению общих закономерностей развития измененных пород. При этом не учитывается, что в минеральных парагенезисах кроме специфических присутствуют обычно и другие минералы, которые могут входить в состав нескольких парагенезисов (Добрецов и др., 1966).

Однако, несмотря на существующие разногласия по вопросу систематизации измененных пород, многие исследователи сходятся на том, что в зависимости от геологической обстановки образуются определенные сообщества (парагенезисы) гидротермально-измененных пород (Наковник, 1964; Власов, 1965).

Так, например, аргиллизиты отмечаются в нескольких ассоциациях. В областях современной вулканической деятельности (Набоко, 1963) снизу вверх отмечаются: альбитизированные — пропилитизированные — аргиллизированные образования. На рудных месторождениях выделяются (Burnham, 1962): а) зона слюдяных изменений с подзонами биотитовой и мусковитовой; б) зона аргиллизации с подзонами каолинитовой, монтмориллонитовой и пропилитовой. В областях развития вторичных кварцитов (Наковник, 1964) — серная, монокварцевая, корундовая, андалузитовая, диаспоровая, алунитовая, диккитовая, пиррофиллитовая, серицитовая фации. На молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья снизу вверх отмечаются: калишпатизированные — аргиллизированные — серицитизированные и карбонатизированные образования.

Различные ассоциации гидротермально-измененных пород, отражающие особенности проявления эндогенного процесса, отмечаются и для других типов изменения. Например, для калишпатизированных пород характерно их совместное распространение на молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья (Жирекен, Давенда, Шахтама) с аргиллизированными породами. На молибденовых месторождениях Кузнецкого Алатау (Сорское, Ипчульское и др.) — с альбитизированными метасо-

матитами; на редкометальных месторождениях Сибири и Казахстана (Доломанова, 1959; Беус и др., 1962; Щерба и др., 1964) — с альбитизированными и грейзенизированными образованиями.

Таким образом, в зависимости от геологической обстановки образуется определенная ассоциация — формация гидротермально-измененных пород. В настоящее время описаны формации вторичных кварцитов, пропилитов (Наковник, 1957, 1964), формация щелочно-метасоматических алюмосиликатных пород, обедненных кальцием (Павленко, 1963). Некоторые исследователи, понимая формацию в том объеме, как это делается В. А. Жариковым и Ю. В. Казизыным, выделяют группу метасоматических формаций, генетически связанных с единым магматическим процессом (Перчук, 1964; Тихоненкова, Осокин, 1966).

Принципы и методы выделения формаций гидротермально-измененных пород

При установлении основных принципов выделения формаций измененных пород мы руководствовались понятиями и терминами, принятыми Ю. А. Кузнецовым (1964) при формационном анализе магматических образований с учетом специфических особенностей изучаемых нами продуктов метасоматических преобразований.

Конкретная ассоциация гидротермально-измененных пород, тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, выделяется как комплекс. Формация гидротермально-измененных пород — абстрактное понятие, в котором обобщены главные особенности, свойственные ряду тождественных или близких по составу конкретных комплексов.

Одной из основных задач при изучении измененных пород на той или иной территории их развития является выделение конкретных ассоциаций пород и определение их связей с магматическими образованиями и рудной минерализацией. При этом обычно возникает ряд осложнений, поскольку очень часто имеет место неоднократное проявление магматической деятельности и вследствие этого совмещение в пределах отдельных массивов ряда магматических комплексов, последние из которых могут быть представлены несколькими фазами. Исследователь зачастую имеет дело с многоэтапными полиасцендентными метасоматическими образованиями, во многих случаях пространственно совмещенными и характеризующимися сложными взаимоотношениями. Являясь производными отдельных фаз сложных магматических комплексов или имея какие-то другого типа связи с образованиями этих фаз, гидротермально-измененные породы отдельных этапов бывают удалены друг от друга периодами внедрения магм. На месторождениях субвулканического типа это, в частности, выражается наличием возрастных и пространственных соотношений, которые могут быть представлены следующей идеализированной схемой: магматическое тело I — метасоматит — магматическое тело II — метасоматит (руда) — магматическое тело III — метасоматит. Выявление в подобных условиях производных единого метасоматического комплекса связано обычно со значительными затруднениями. Наряду со всеми другими факторами (общегеологического и минералогического характера), здесь можно, по-видимому, рекомендовать и геохимический критерий.

Характерные ассоциации измененных пород в связи с проявлением различных магматических пород и рудной минерализации приводятся в ряде работ (Беус и др., 1962; Павленко, 1963; Перчук, 1964; Тихоненкова, Осокин, 1966; Радкевич, 1966 и т. д.).

Иногда измененные породы удалены пространственно от магматических образований, с которыми они связаны. В таких случаях характе-

ристика их дается в связи с проявлением той или иной рудной минерализации. В эту группу относятся, в частности, образования низкотемпературных месторождений (Власов и др., 1966; Омельяненко, 1966 и др.).

Развитие гидротермально-измененных пород определенного типа и тем более их ассоциаций часто ограничено проявлением определенных магматических образований. Поэтому справедливо, что в основе многих предлагаемых классификаций измененных пород лежит связь их с последними. Однако обычно указывается лишь на связь с определенными типами магм (Жариков, 1966; Казицын, 1966б). В то же время известно, что в зависимости от геологической обстановки возможно образование близких по составу, но различных по формационному типу магматических пород. Сопровождающие их ассоциации гидротермально-измененных пород, а также рудная минерализация характеризуются рядом специфических особенностей. В связи с этим при систематике гидротермально-измененных образований возникает необходимость учета формационной принадлежности магматических пород, с которыми они обнаруживают определенную связь.

При выделении формаций гидротермально-измененных пород не может быть их полного соподчинения с магматическими формациями. Магматической формации может соответствовать несколько и лишь в некоторых случаях одна формация измененных пород. На характер продуктов гидротермального метасоматоза существенное влияние, по-видимому, оказывает специфичность пород, хотя и относящихся к одной магматической формации, но проявленных в различных регионах. Так например, в районе Кузнецкого Алатау и Восточного Забайкалья, где распространены граниты субвулканической формации, формирующиеся в близких геологических условиях (развитие в областях активизации более древних консолидированных структур, образование трещинных интрузий, связь с ними месторождений одной рудной формации), происходит формирование различных ассоциаций гидротермально-измененных пород: калишпатизированные — альбитизированные — окварцованные — серицитизированные (для Кузнецкого Алатау) и калишпатизированные — аргиллизированные — окварцованные — серицитизированные и карбонатизированные (для Восточного Забайкалья). Некоторые примеры конкретных формаций гидротермально-измененных пород, связанных с определенным формационным типом магматических образований, приведены в таблице.

Под фацией гидротермально-измененных пород мы, вслед за Н. И. Наковником, понимаем совокупность пород близкого состава, образовавшихся в физико-химических условиях такого узкого диапазона, что они характеризуются одним и тем же комплексом одновременных (равновесных) минералов.

Совокупность фаций гидротермально-измененных пород единого гомологичного ряда составляет формацию. При ограниченности набора метасоматических фаций на одно из ведущих мест при формационной группировке последних должен выступать принцип их гомологичности (здесь в качестве примера достаточно упомянуть такую широко конвергентную фацию, как окварцованные образования, являющуюся производной различных в генетическом отношении эндогенных процессов). Необходимость привлечения принципа гомологичности при формационном анализе гидротермально-измененных пород возникает также в тех случаях, когда мы имеем дело с проявлением единого метасоматического процесса в различных по своим физико-химическим особенностям средах. В целом, принцип гомологичности является отражением генетической сущности формационной систематики гидротермально-измененных образований.

Гомологичная совокупность фаций гидротермально-измененных пород, выделяемая в качестве самостоятельной формации, характеризует-

Некоторые примеры конкретных формаций гидротермально-измененных пород

| Магматическая формация | Рудная формация (район развития) | Формация гидротермально-измененных пород (фациальный состав) |
|--|--|---|
| Субвулканических гранитов | Медно-молибденовая (Кузнецкий Алатау) | Калишпатизированные — альбитизированные — окварцованные — серицитизированные породы |
| | Медно-молибденовая (Восточное Забайкалье) | Калишпатизированные — аргиллизированные — окварцованные — серицитизированные и карбонатизированные породы |
| Гранитоидных батолитов | Молибдено-редкометалло-вольфрамовая (Горный Алтай, Казахстан) | Калишпатизированные — альбитизированные — грейзенизированные — окварцованные — серицитизированные породы |
| Гранитоидных батолитов «пестрого» состава | Кварц-золоторудная (Кузнецкий Алатау) | Калишпатизированные (слабо) — березитизированные — лиственитизированные — окварцованные породы |
| Центральных интрузий агапитовых нефелиновых сиенитов | Редкометалльная (Восточная Тува *, Центральный Туркестано-Алай **) | Мариуполитизированные — калишпатизированные — альбитизированные — окварцованные — серицитизированные породы |
| Нефелиновых сиенитов | Редкометалльная (Кольский полуостров ***) | Нефелинизированные — калишпатизированные — альбитизированные — анальцитомовые породы |

* По А. С. Павленко (1963). ** По Л. А. Перчуку (1964). *** По Р. П. Тихоненковой и Е. Д. Осокину (1966).

ся определенной геохимической специализацией, что наряду с другими факторами также может быть использовано для более четкого и обоснованного выделения той или иной метасоматической формации, а также для решения о связи ее с определенной магматической формацией.

Отдельные формации измененных пород характеризуются рядом подвижности компонентов и определенным набором интенсивных и экстенсивных факторов состояния. Особенности их могут быть описаны диаграммой состояния (диаграммой парагенезисов), координатами которой являются химические потенциалы виртуальных вполне подвижных компонентов. Фации характеризуются постоянством интенсивных факторов состояния и могут быть выражены определенной концентрационной диаграммой (состав — парагенезис).

Формации гидротермально-измененных пород на месторождениях, связанных с субвулканическими гранитами

Субвулканические граниты широко распространены. С ними связаны многочисленные месторождения молибдена, олова, вольфрама и других металлов. Гидротермальные изменения проявлены очень интенсивно и приурочены преимущественно к материнским породам в эндоконтактных частях интрузивных тел. Здесь преобладают собственно метасоматические процессы с хорошо выраженной зональностью. В экзоконтактной зоне развиты многочисленные прожилки, образованные в процессе переотложения материала из остаточных растворов.

В данной статье мы рассмотрим лишь гидротермально-измененные породы на молибденовых месторождениях.

*Формация гидротермально-измененных пород,
связанных с субвулканическим комплексом
Кузнецкого Алатау*

К субвулканическому комплексу Кузнецкого Алатау относятся лейкократовые граниты и близкие по составу порфиры, образующие тела трещинного типа (штоки, дайки). С ним связан ряд молибденовых месторождений и рудопроявлений (Сорское, Ипчульское, Бейское и др.). Формирование комплекса происходило в несколько этапов. Первому этапу (в районе Сорского месторождения) соответствуют лейкократовые граниты, второму — порфиры-I, третьему — порфиры-II.

Минеральные составы лейкократовых гранитов, порфиров-I и порфиров-II близки и весьма постоянны. Породообразующие минералы — кислый плагиоклаз, калишпат и кварц. Биотит присутствует в небольшом количестве. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, циркон. Взаимоотношения калишпата и плагиоклаза свидетельствуют о поздней кристаллизации калишпата в лейкократовых гранитах, о более раннем выделении и совместном образовании с плагиоклазом в порфирах-I.

Гидротермальные образования первого этапа минерализации, связанные с формированием лейкократовых гранитов, носят отчетливо выраженный метасоматический характер. Особенности метасоматических процессов обнаруживают взаимосвязь со структурой вмещающих пород, особенно с трещинной тектоникой, влияние которой оказало существенную роль на проявление инфильтрационного и диффузионного метасоматоза. Метасоматические породы представлены фациями калишпатизированных, альбитизированных, серицитизированных и окварцованных пород, среди которых выделяются образования площадного и локального типов.

Фация калишпатизированных пород представлена образованиями, в которых в качестве специфического равновесного минерала присутствует калишпат. К ним относятся калишпатизированные граниты, кварц-биотит-калишпатовые, кварц-калишпатовые и калишпатовые метасоматиты. Породы этой фации являются наиболее распространенными среди гидротермально-измененных пород первого этапа минерализации. В отличие от калишпатизированных гранитов (плагиоклаз + калишпат + кварц + биотит), характеризующихся площадным развитием, кварц-биотит-калишпатовые, кварц-калишпатовые и калишпатовые метасоматиты имеют локальное проявление. Они приурочены к зонам повышенной трещиноватости и образуют неправильной формы тела, жилы и прожилки.

В целом калишпатизированные породы сложены следующими минералами: специфическими — калишпатом, гематитом, цирконом; обычными — кварцем, биотитом; реликтовыми — плагиоклазом, магнетитом и апатитом. Содержание указанных минералов зависит от интенсивности проявления калишпатизации. В этих породах встречаются также молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит — минералы, образовавшиеся в основном при наложении следующих стадий гидротермального процесса.

Для рассматриваемых пород характерно изменение калишпата от высокого ортоклаза до промежуточного триклинного ортоклаза и затем промежуточного микроклина. Это изменение сопровождается структурной перестройкой минерала, повышением степени упорядоченности и триклинности. Калишпаты с наименьшей степенью упорядоченности и триклинности зафиксированы в лейкократовых гранитах. В зонах с интенсивно проявленной калишпатизацией (калишпатовых метасоматитах) наблюдается повышение степени упорядоченности минерала. Степень триклинности калишпата зависит от интенсивности проявления как калишпатизации, так и последующих постмагматических процессов и достигает максимума в зонах развития рудной и флюоритовой минерализаций.

При формировании калишпатизированных пород наблюдается значительный вынос кремния, достигающий максимума в зонах калишпатовых метасоматитов. Происходит также заметный вынос кальция, переход железа из двухвалентного состояния в трехвалентное. Привносятся калий и алюминий.

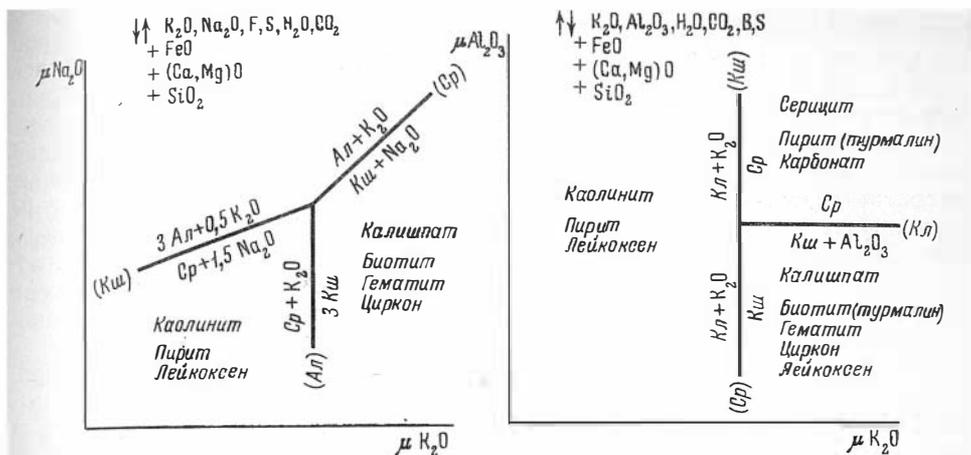
К образованиям фации альбитизированных пород относятся альбитизированные граниты (альбит+калишпат+кварц+биотит), характеризующиеся площадным распространением, и биотит-кварц-альбитовые метасоматиты, образующие мелкие тела и прожилки. Специфическим минералом фации является альбит. Ярозит — экзотический минерал, образующийся в условиях локального проявления активности сульфат-иона в связи с высвобождением кислорода при разложении магнетита и гематита. Характерны также флюорит и пирит. Указанные породы формируются в условиях повышенной активности натрия и кислотных компонентов — фтора и серы. При образовании их зафиксирован вынос кремния, кальция и алюминия.

Фация серицитизированных пород представлена серицитизированными гранитами. Как по площади распространения, так и по интенсивности проявления серицитизация значительно уступает другим типам гидротермального изменения. Специфические минералы — серицит и карбонат; характерен пирит; реликтовые — альбит, калишпат, циркон, апатит. В зоне серицитизированных гранитов происходит отложение выщелоченных из других гидротермально-измененных пород компонентов — кальция, магния, марганца, алюминия. Значительно повышается активность углекислоты и возрастает роль двухвалентного железа.

Распространение фации окварцованных пород с рудной минерализацией четко контролируется зонами трещиноватости. Она представлена окварцованными гранитами и мономинеральными кварцевыми образованиями в форме неправильных тел, жил и прожилков, приуроченных преимущественно к участкам интенсивного проявления калишпатизации. Снизу вверх по разрезу намечается увеличение количества и мощности кварцевых тел. На нижних горизонтах развиты в основном «вкрапленники» и гнезда этого минерала. Образование кварца связано с перераспределением кремнезема, вынесенного при калишпатизации и в меньшей мере при альбитизации.

В размещении гидротермально-измененных образований, особенно площадного типа, отмечаются элементы зональности. Вертикальная (фациальная) зональность проявлена во внутренней части рудного поля и может быть представлена следующей схемой (снизу вверх): калишпатизированные — альбитизированные — серицитизированные породы. Эти зоны сложены неравновесными минеральными ассоциациями. Формирование их происходило в условиях вполне подвижного поведения калия и натрия и инертного поведения алюминия и железа. Горизонтальная зональность представлена сменой гидротермально-измененных пород при движении от центра к периферии месторождения: калишпатизированные граниты — мусковитизированные граниты — граниты с деанортитизированным плагиоклазом. Возникновение ее обусловлено изменением химического потенциала калия. Зональность гидротермально-измененных пород в условиях локального проявления метасоматических процессов характеризуется сменой полиминеральных образований мономинеральными, что вызвано переходом инертных компонентов во вполне подвижное состояние.

Во второй этап минерализации, связанный с формированием порфиров-I, происходит образование тех же фаций гидротермально-измененных пород. Вместе с тем в их проявлении отмечается ряд характерных особенностей. Значительно возрастает роль процессов локального характера, что вызвано более четким проявлением трещинной тектоники



Диаграммы минеральных парагенезисов гидротермально-измененных пород в зависимости от химических потенциалов (μ) K_2O и Na_2O (месторождения Кузнецкого Алатау), K_2O и Al_2O_3 (месторождения Восточного Забайкалья)

Ал — альбит, Кл — каолинит, Кш — калишпат, Ср — серицит

на втором этапе минерализации. Изменения площадного типа распространены в эндоконтактовой зоне порфиров-I и характеризуются преимущественным развитием альбитизации в отличие от первого этапа с широко проявленной калишпатизацией. Широко распространены жиллообразные тела и прожилки, сложенные калишпатом, серицитом и кварцем, приуроченные к апикальным и экзоконтактовым зонам порфиров-I. Подобные образования относятся (Беус и др., 1962) к зонам сопряженного отложения и являются более поздними по отношению к гидротермально-измененным породам площадного типа, среди которых они залегают. С этим этапом связана основная часть медно-молибденовой минерализации, которая в первом и третьем этапах проявлена слабо.

Гидротермальные образования третьего этапа минерализации, связанные с формированием порфиров-II, пользуются ограниченным распространением. Среди них преобладают альбитизированные порфиры, к которым приурочены прожилки и метакристаллы калишпата зоны сопряженного отложения. Развита также метасоматическая вкрапленность кварца и редкие маломощные кварц-молибденитовые и флюорит-пиритовые прожилки.

Минеральные ассоциации, характеризующие выделенные фации гидротермально-измененных пород, приведены на парагенетической диаграмме, построенной в зависимости от химических потенциалов калия и натрия (см. рисунок).

Формация гидротермально-измененных пород, связанных с субвулканическим комплексом Восточного Забайкалья

С субвулканическим комплексом Восточного Забайкалья связан ряд молибденовых месторождений (Жирекен, Давенда, Шахтама, Бугдая и др.). Гидротермально-измененные породы представлены здесь фациями калишпатизированных, аргиллизированных, серицитизированных и окварцованных пород.

Фация калишпатизированных пород представлена гранитами и гранит-порфирами с порфиробластами калишпата, кварц-биотит-калишпатовыми, биотит-калишпатовыми и калишпатовыми метасоматитами. Взаимоотношения калишпата с другими минералами указывают на дли-

тельное время образования этого минерала. Если начало образования калишпата приходится на позднемагматическую стадию, то наиболее интенсивное его выделение происходит в постмагматический период формирования пород. При наложении последующих стадий гидротермального процесса происходит увеличение степени упорядоченности калишпата, а степень триклинности в течение всего гидротермального процесса остается минимальной и рентгеновскими методами изменение ее не фиксируется. Развитие альбита, причем очень слабое, отмечается лишь в калишпатовых метасоматитах. При калишпатизации происходит образование магнезиального биотита, гематита по магнетиту и лейкоксена по сфену и ильмениту. Отмечается появление новообразованных циркона и апатита.

Фация аргиллизированных пород широко распространена на молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья. В разрезах аргиллизированных пород выделяются внутренняя и внешняя зоны. Во внешней зоне новообразованные минералы представлены хлоритом (шамозитом), монтмориллонитом и гидрослюдами. Во внутренней зоне присутствуют минералы каолиновой группы: каолинит и галлуазит. Плагноклаз — самый неустойчивый минерал; под действием аргиллизующих растворов он замещается глинистыми минералами с образованием псевдоморфоз, минеральный состав которых отражает зональность аргиллизированных пород. Существенные преобразования испытывают также биотит и амфибол. Ортоклаз устойчив во внешней зоне, во внутренней он замещается монтмориллонитом и каолинитом. При формировании аргиллизированных пород происходит вынос натрия и значительный привнос углекислоты и серы.

Образования фации окварцованных пород представлены преимущественно мономинеральными кварцевыми гнездами, жилами и прожилками, расположенными часто среди калишпатовых метасоматитов или вблизи последних.

Образования фации серицитизированных и карбонатизированных пород приурочены к верхним горизонтам месторождений. Они представлены участками площадного изменения, гнездами и прожилками и залегают среди калишпатизированных и аргиллизированных пород. По степени изменения выделяются серицитизированные граниты с карбонатом, серицит-пиритовые и серицит-пирит-кварцевые и карбонатные образования. Для серицитизированных гранитов характерно сохранение первичной структуры. Изменяется лишь плагноклаз, который замещается серицитом и карбонатом. Серицит-кварцевые, серицит-пирит-кварцевые и карбонатные образования представляют собой продукт дальнейшего изменения, в котором только местами сохраняются реликтовые минералы замещаемой породы. Они приурочены к зонам трещиноватости. При образовании серицит- и карбонатсодержащих пород происходит переотложение ряда элементов.

Анализ парагенезисов гидротермально-измененных пород на молибденовых месторождениях Кузнецкого Алатау и Восточного Забайкалья

При анализе состава гидротермально-измененных пород двух рассмотренных выше формаций видно, что наряду с основными элементами, входящими в состав породообразующих минералов измененных образований обеих формаций, существует ряд элементов, отражающих специфику отдельных формаций (см. рисунок). Таковыми, в частности, для метасоматических образований молибденовых месторождений Кузнецкого Алатау являются натрий и фтор, входящие в наиболее распростра-

ненные минералы данной формации. Для формации гидротермально-измененных пород Восточного Забайкалья эти элементы не характерны, здесь значительно возрастает роль алюминия и воды (широкое развитие минералов каолиновой группы и серицита), а из анионов — бора и углекислоты (образование турмалина и карбонатов в отличие от месторождений Кузнецкого Алатау, где преобладает флюорит). Эта специализация первичных растворов на определенные компоненты при четкой взаимосвязи анионов с определенными катионами (кислотно-щелочное взаимодействие по Д. С. Коржинскому, 1966) существенно сказывается и на характере формирующегося комплекса гидротермально-измененных пород.

В процессе эволюции гидротермального раствора большинство элементов переходит в подвижное состояние. Однако виртуальными вполне подвижными компонентами являются для месторождений Кузнецкого Алатау — К и Na, а для Восточного Забайкалья — К и Al. Эти элементы наиболее активны и в значительной мере определяют поведение других элементов. На ранней стадии гидротермального процесса на месторождениях обоих регионов наиболее активен калий. В дальнейшем активность элементов определяется активностью кислотных компонентов, с чем и связано образование альбитизированных или аргиллизированных пород. На поздних стадиях гидротермального преобразования в остаточных растворах возрастает активность кальция, магния и углекислоты.

Железо ведет себя как обособленный компонент (Коржинский, 1957), при этом минеральные формы его в разных фациях измененных пород различны. Для фации калишпатизированных пород характерен гематит, замещающий магнетит в условиях повышенной активности кислорода в связи с возрастанием щелочности растворов (Коржинский, 1966). В образованиях фации альбитизированных пород в условиях локального повышения активности сульфат-иона происходит образование ярозита, а также вудхаузеита и сванбергита. Одним из наиболее распространенных минералов железа в образованиях фаций как калишпатизированных, так и альбитизированных пород является биотит. В альбитизированных образованиях в значительных количествах иногда присутствует пирит. На месторождениях Восточного Забайкалья вместо биотита часто появляется турмалин. В серицитизированных породах железо входит преимущественно в состав пирита.

Минеральные формы кальция определяются активностью кислотных компонентов. Для фации альбитизированных и окварцованных пород Кузнецкого Алатау характерен флюорит, для серицитизированных пород обоих районов — карбонат.

Физико-химические условия образования формаций гидротермально-измененных пород, связанных с субвулканическими гранитами

Гидротермальная деятельность, связанная с субвулканическими гранитами, развивалась в связи со становлением многофазных вулканоплутонических комплексов, что привело к многоэтапному проявлению минерализации при неоднократном образовании гидротермально-измененных пород. На фоне общей повторяемости развития гидротермальных процессов в пределах каждого этапа от ранней щелочной к кислотной и к поздней щелочной стадиям отмечаются и элементы направленности. Они находят отражение в различных масштабах проявления постмагматического процесса в целом, отдельных его стадий и рудной минерализации, а также в геохимических особенностях пород и минералов.

Закономерное размещение гидротермально-измененных пород в пространстве и их сочетание во времени проявления свидетельствуют о эволюции единого гидротермального раствора в пределах каждого этапа минерализации от щелочного к кислотному, а затем снова к щелочному. Существенное изменение состава и кислотно-щелочных свойств наблюдается также при переходе от ранних к поздним этапам минерализации. Так, на месторождениях Кузнецкого Алатау в первый этап состав растворов был преимущественно калиево-кремнистым, что обусловило широкое распространение калишпатизированных и окварцованных пород. Во второй этап растворы были повышенной кислотности, преимущественно натриево-кремнисто-галлоидного состава, что привело к образованию альбитизированных и окварцованных пород с фторсодержащими минералами (флюоритом и геарксутитом).

Отделение минералообразующих растворов от расплава, очевидно, происходило в результате магматической дистилляции. Подтверждением этому служат, кроме фазового состояния, высокие температуры ранних процессов (калишпатизации и альбитизации), приближающиеся к температуре кристаллизации гранитов. Между тем следует иметь в виду возможность участия в постмагматическом процессе растворов и другого генезиса. В частности, на поздних этапах минерализации в гидротермальную деятельность могут вовлекаться остаточные растворы ранних этапов.

Фазовое состояние растворов существенно изменялось как в пределах этапов, так и при переходе от одного этапа к другому. На первом этапе минералообразование происходило из газовых растворов, которые при понижении температуры постепенно переходили в жидкое состояние. На поздних этапах минералообразование происходило из жидких растворов. Температура растворов, по данным изучения газовой-жидкой включений, изменялась от 700° С на ранних стадиях до 100° С на поздних.

На основании анализа привноса-выноса вещества и изучения водных вытяжек газовой-жидкой включений можно полагать, что в составе гидротермальных растворов преобладали кремний, натрий, калий, кальций, алюминий, из анионов — сера, уголекислота (на месторождениях Кузнецкого Алатау — фтор). Основные компоненты гидротермальных растворов имели два источника. Часть из них привносилась из магматического расплава. Основная же масса алюминия, кальция, магния, титана, а также кремния и натрия на определенных этапах минерализации выщелачивалась из одних пород и перетрагивалась при образовании других.

Формации гидротермально-измененных пород и формации рудных месторождений

Проведенные на месторождениях различных генетических типов исследования позволили установить, что гидротермально-измененные породы одной фации распространены на месторождениях различных металлов (Шахов, 1964; Омеляненко, 1966) и, таким образом, не всегда могут указывать на проявление определенной рудной минерализации. Более четко проявляются взаимоотношения месторождений той или иной рудной формации с формациями измененных пород. Так, с охарактеризованными формациями гидротермально-измененных пород связаны месторождения только медно-молибденовой формации. Эти формации не ограничиваются распространением в указанных районах. Например, формация, описанная для Кузнецкого Алатау, проявлена также на крупнейшем молибденовом месторождении Кляймекс.

Некоторые формации гидротермально-измененных пород характеризуются довольно разнообразной рудной минерализацией. Они прояв-

ляются на месторождениях геохимически родственных элементов. Так, формация следующего состава: калишпатизированные — альбитизированные — грейзенизированные — окварцованные образования, распространена на молибденовых, оловянных, вольфрамовых, редкометальных месторождениях, а также на месторождениях с комплексными рудами этих элементов. В целом данная формация гидротермально-измененных пород типична для большой группы близких в генетическом отношении месторождений (хотя и имеющих ряд существенных особенностей в составе минеральных парагенезисов, обусловленных в значительной мере геохимической и металлогенической спецификой отдельных регионов), объединенных в единый минерало-геохимический ряд рудных формаций: молибдено-редкометально-вольфрамовую и вольфрамо-редкометально-оловянную. Не исключено, что в процессе более тонких исследований могут быть выявлены и какие-то отличительные особенности, характеризующие гидротермально-измененные образования, развитые на месторождениях определенной рудной формации.

Таким образом, намечается следующая взаимосвязь формаций гидротермально-измененных пород и рудных формаций. С одной формацией измененных пород возможно проявление ряда генетически родственных рудных формаций. Месторождения определенной рудной формации могут сопровождаться измененными породами нескольких близких в генетическом отношении формаций, что вызвано специфическими условиями проявления рудного процесса в различных регионах.

Дальнейшее изучение взаимосвязи рудных формаций и гидротермально-измененных пород позволит углубить наши знания о характерных особенностях развития гидротермального процесса на месторождениях различных генетических типов.

Рассмотренные выше конкретные формации гидротермально-измененных пород, связанные со становлением субвулканических гранитов Восточного Забайкалья и Кузнецкого Алатау, могут, очевидно, явиться прототипами соответствующих абстрактных метасоматических формаций. Что же касается окончательного объема последних, то здесь необходимо привлечение дополнительного материала как по другим регионам, так и по рудным объектам иного профиля.

ЛИТЕРАТУРА

- Бейс А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.
- Боголепов В. Г. Вопросы методики исследований, классификации и терминологии при характеристике процессов и продуктов окolorудных изменений. Материалы ко II конференции по окolorудному метасоматизму. Л., 1966.
- Власов Г. М. О двух типах гидротермальной аргиллизации. — Геол. рудн. месторожд., 1965, № 5.
- Власов Б. П., Воловикова И. М., Гладышев Г. Д., Каждан А. Б., Лавров И. П., Мельников И. В., Тананаева Г. А. Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации. Атомиздат, 1966.
- Долманова Е. И. Оловянно-вольфрамовые месторождения Ингодинского рудного узла и их генетические особенности. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 23.
- Добреев Н. Л., Реввердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Ушакова Е. Н., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма СССР. Объяснительная записка к «Карте метаморфических фаций СССР». Изд-во «Наука», 1966.
- Жариков В. А. Некоторые закономерности метасоматических процессов. — В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В сб. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.
- Казыцын Ю. В. О необходимости выделения нового формационного типа окolorудных метасоматитов. Материалы ко II конференции по окolorудному метасоматизму. Л., 1966а.

- Казыцын Ю. В.* Современное состояние и ближайшие задачи изучения околорудных метасоматитов.— В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966б.
- Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С.* Общие закономерности постмагматических процессов.— В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Набоко С. И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.
- Наковник Н. И.* Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение.— Записки Всес. мин. об-ва, 1954, 83, вып. 2.
- Наковник Н. И.* О новом типе околорудных изменений.— Записки Всес. мин. об-ва, 1957, 86, вып. 6.
- Наковник Н. И.* Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1964.
- Наковник Н. И.* О некоторых закономерностях метасоматических процессов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 1. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд-во АН СССР, 1963.
- Омельяненко Б. И.* Околорудные изменения вмещающих пород на гидротермальных урановых месторождениях.— В кн. «Геология гидротермальных урановых месторождений». Изд-во «Наука», 1966.
- Павленко А. С.* Щелочно-метасоматические процессы приконтактового типа.— В сб. «Геохимия щелочного метасоматоза». Изд-во АН СССР, 1963.
- Перчук Л. Л.* Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. Изд-во «Наука», 1964.
- Радкевич Е. А.* Особенности метасоматоза в оловорудных и олово-полиметаллических месторождениях различных генетических типов.— В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966.
- Соколов В. А.* О генетических группах гидротермальных метасоматических образований. Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму. Л., 1966.
- Тихоненкова Р. П., Осокин Е. Д.* Главнейшие формации метасоматических пород контактовых зон массивов нефелиновых сиенитов и их редкометалльная минерализация.— В сб. «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». Изд-во «Недра», 1966.
- Шахов Ф. Н.* Геология жильных месторождений. Изд-во «Наука», 1964.
- Шлыгин А. Е.* Общие принципы классификации процессов и продуктов околорудного метасоматоза. Материалы ко II конференции по околорудному метасоматизму, Л., 1966.
- Щерба Г. Н., Гукова В. Д., Кудряшов А. В., Сенчило Н. П.* Грейзены, жильный кварц и калишпаты. Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1964.
- Burnham C. W.* Facies and types of hydrothermal alteration.— Econ. Geol., 1962, 57, N 5.

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ И ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А. А. Тычинский, В. И. Сотников, Л. Д. Шпилов

Рассматривая вопрос о соотношении молибденового и полиметаллического оруденения Восточного Забайкалья, необходимо иметь в виду высказанное еще С. С. Смирновым (1936) представление о том, что оловорудные, вольфрамовые, молибденовые и полиметаллические месторождения этого региона имеют близкий (главным образом позднеюрский) возраст. К настоящему времени накоплен значительный геологический материал, а также данные по абсолютному возрасту магматических пород и сопровождающих их руд, в том числе данные, полученные свинцовым изотопным методом, по изотопному составу свинца в породах и рудах. Эти данные подтверждают предположение С. С. Смирнова (Писцов, 1957; Томсон и др., 1964б; Есиков и др. 1965; Тычинский и др., 1968). Некоторыми исследователями упоминаются месторождения, связанные со среднеюрским металлогеническим этапом (Локерман, 1960; Козеренко, Старченко, 1963), но таких месторождений известно немного, вопросы их возрастного положения остаются дискуссионными и требуют дальнейшего изучения.

Несмотря на близость во времени проявления разнотипной минерализации, есть достаточные основания говорить об их разновозрастности. В частности, в своей обобщающей работе по структурно-геологическим условиям формирования месторождений Восточного Забайкалья А. В. Дружинин (1968) приходит к выводу, что их образование происходило в следующей последовательности: молибденовые, оловянно-вольфрамовые и вольфрамовые, оловянные (кварц-касситеритовые), свинцово-цинковые.

Разновозрастность проявлений разнотипной минерализации находит отражение и в пространственной разобщенности месторождений этих металлов, характерной в целом для Восточного Забайкалья. Вместе с тем на ряде месторождений имеется отчетливое совмещение оруденения разного типа с формированием комплексных руд. С подобным явлением мы сталкиваемся, в частности, на некоторых молибденовых месторождениях, которые, судя по составу руд, должны уже рассматриваться как молибденово-полиметаллические. Характерно, что такие месторождения с существенным проявлением полиметаллической минерализации установлены только в пределах либо вблизи свинцово-цинкового пояса. Районы их распространения были выделены Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко (1956) в качестве переходной редкометалльно-полиметаллической зоны. За пределами свинцово-цинкового рудного пояса, включая и золото-молибденовый пояс, концентрирующий основную массу молибденовых месторождений Восточного Забайкалья, подобные месторождения не встречены. Здесь если и отмечается полиметаллическая минерализация, то она имеет чрезвычайно слабое развитие и в большинстве случаев представляет лишь минералого-геохимический интерес.

Результатами проведенного ранее сравнительного изучения изотопного состава свинца галенитов из свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений свинцово-цинкового пояса Восточного Забайкалья,

с одной стороны, и из свинцово-цинкового оруденения, проявляющегося на молибденово-полиметаллических месторождениях,— с другой, была показана тождественность изотопных составов свинца этих галенитов и высказано предположение о существовании между ними генетической связи (Тычинский и др. 1968). Вместе с тем, несмотря на довольно хорошо изученные пространственно-временные соотношения между молибденовой и полиметаллической минерализацией на комплексных молибдено-свинцово-цинковых месторождениях, до последнего времени остается открытым вопрос о характере связи между ними, имеющий важное значение для понимания металлогении Восточного Забайкалья. Авторы попытались рассмотреть указанный вопрос, используя дополнительно полученные данные изотопного свинцового метода анализа.

Были изучены галениты свинцово-цинковых руд молибденово-полиметаллических месторождений (Шахтаминское, Бугдаинское) и руд ряда свинцово-цинковых, полиметаллических и золото-полиметаллических месторождений Газимурской (Чингарское, Краснояровское, Акатуевское, Ново-Широкинское) и Приаргунской (Савинское-5, Почекуевское, Каменское) рудных зон свинцово-цинкового пояса. Рассматривался также изотопный состав свинца галенитов Жирекенского и Давендинского месторождений (золото-молибденовый рудный пояс), для которых полиметаллическая минерализация не характерна.

Шахтаминское и Бугдаинское месторождения, располагающиеся в пределах Шахтаминского тектонического блока, являются наиболее типичными представителями группы месторождений медно-молибденовой рудной формации с интенсивно проявленной на них полиметаллической минерализацией. Эти месторождения, тяготеющие к региональным зонам разрывов, контролирующим также размещение субвулканических тел гранитоидов, со становлением которых связывается проявление молибденовой минерализации, имеют много общего между собой в характере гидротермальной минерализации.

Наиболее ранняя минерализация в пределах рассматриваемых месторождений представлена относительно редко встречающимися кварцевыми, кварц-хлоритовыми и кварц-магнетитовыми прожилками, а на Шахтаминском месторождении также многочисленными турмалиновыми и кварц-турмалиновыми жилами. Судя по полученным данным (Сотников, 1961; Сотников и др., 1968), этот тип минерализации, отделенный от более позднего молибденового оруденения периодом многократного образования эксплозивных брекчий и внедрения многочисленных даек и штоков диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и других пород, скорее всего, следует связывать со становлением Шахтаминского гранитоидного плутона, породы которого явились вмещающими для более поздних субвулканических тел и для поздней минерализации. Возрастной разрыв между этими двумя периодами минерализации согласно результатам определения абсолютного возраста магматических и метасоматических образований (Томсон и др., 1964б; Константинов, 1966) находится где-то в пределах 20 млн. лет.

Более поздняя минерализация на Шахтаминском и Бугдаинском месторождениях представлена, с одной стороны, двумя кварц-молибденовыми и кварц-пиритовой ассоциациями, проявленными в равной степени на обоих месторождениях, и с другой,— существенно полиметаллическими и карбонатно-халцедоновой ассоциациями. Некоторые различия устанавливаются в проявлении полиметаллических ассоциаций (Сотников, 1960; Дружинин, 1968; Дружинин и др., 1963). Если галенит-сфалеритовая ассоциация, являющаяся основной продуктивной, проявляется как на Шахтаминском, так и на Бугдаинском месторождениях, то следующие по времени ассоциации имеют уже локальное развитие. На Шахтаминском месторождении после выделения основной массы гале-

нита, сфалерита и сопровождающих их блеклых руд, проявились только редкие карбонатно-сфалеритовые прожилки. На Бугдаинском же месторождении за проявлением галенит-сфалеритовой ассоциации последовало преимущественное накопление буланжерита, блеклых руд, арсенопирита, самородного золота. Следует отметить, что эти же минералы встречаются и в рудах Шахтаминского месторождения (галенит-сфалеритовая ассоциация), однако их количество здесь, за исключением блеклых руд и самородного золота, незначительно. Если оценивать характер проявления полиметаллической минерализации на указанных двух месторождениях в целом, то необходимо подчеркнуть значительную аналогию.

Фиксируемые на месторождениях пространственно-временные соотношения между молибденовой и полиметаллической минерализацией однозначно свидетельствуют о более позднем проявлении последней. Пространственно полиметаллическая минерализация также обычно проявляется обособленно. Так, на Шахтаминском месторождении свинцово-цинковое оруденение проявилось преимущественно в жилах центральной (с некоторым отклонением к северу) наиболее тектонически проработанной части месторождения с формированием здесь сложных по составу и строению кварц-молибденит-галенит-сфалеритовых жил или кварцево-рудных зон аналогичного состава. Свинцово-цинковая минерализация обычно обособляется в виде прожилков в центральных или призальбандовых частях ранних кварц-молибденитовых жил. При этом образуются, так называемые сложные жилы, во многом аналогичные по своим особенностям широко развитым на месторождении «сложным дайкам» субвулканического комплекса. Очевидно, формирование как тех, так и других обусловлено спецификой проявления тектонических деформаций в районе в период развития субвулканического магматизма и гидротермального рудообразования. Характерно, что в случае формирования «сложных жил» зональное строение этих образований проявляется менее четко, чем при образовании «сложных даек». По-видимому, это связано не только с физико-механическими особенностями среды рудоотложения, но и с существованием заметного разрыва между проявлением ранней молибденовой и поздней полиметаллической минерализации.

На Бугдаинском месторождении (Дружинин и др., 1963) минеральные образования кварц-молибденитовых ассоциаций также пересекаются рудными жилами галенит-сфалеритовой минеральной ассоциации. Иногда отмечается их тяготение к центральным частям более крупных кварц-молибденитовых и кварц-пиритовых жил. В целом на этом месторождении галенит-сфалеритовые жилы и прожилки развиты преимущественно на южном фланге рудного поля месторождения вблизи разломов, т. е. на участках повышенной тектонической мобильности.

Такая пространственно-временная разобщенность двух рассматриваемых типов оруденения находит свое отражение и при распределении минерализации в рудолокализирующих тектонических зонах.

Для молибденового оруденения в целом по Восточному Забайкалью отчетливо устанавливается приуроченность к центрам проявления вулканизма или к субвулканическим интрузивам, прорывающим как древние, так и более молодые (мезозойские) гранитоиды (Дружинин, 1968; Сотников и др., 1968). Подобные же условия локализации характерны, в частности, и для рассматриваемых месторождений (Шахтаминского и Бугдаинского), положение которых в пределах рудных полей определяется положением субвулканических тел преимущественно гранит-порфирового состава, приуроченных к участкам пересечения и сочленения дизъюнктивов различного простирания. Рудные поля в свою очередь обнаруживают отчетливую связь с зонами долгоживущих региональных

разломов, фиксируемых на местности наряду с дизъюнктивными нарушениями и зонами повышенной трещиноватости, также и многочисленными дайками разновозрастных интрузивных пород, прослеживаемыми в виде кулисообразно расположенных «полос» на многие десятки километров, зонами гидротермально-измененных пород, кварцевыми, кварцево-рудными, карбонатными и турмалиновыми жилами и прожилками и т. п.

В пределах выявляемых региональных дизъюнктивных зон молибденовая и полиметаллическая минерализации распределяются не равномерно, а с проявлением своеобразной зональности, образование которой связано, по-видимому, с общим характером развития данных зон и с особенностями проявления в их пределах относительно разновозрастного оруденения разного геохимического профиля.

В центральной части Шахтаминской субширотной зоны в районе широкого проявления эксплозивных брекчий, штокообразных субвулканических тел и многочисленных дайковых образований расположено Шахтаминское молибдено-полиметаллическое месторождение. К востоку и западу по зоне интенсивность молибденовой минерализации резко падает (здесь отмечаются только отдельные мелкие рудопроявления, единичные кварцевые жилы и зоны гидротермально-измененных пород с рассеянным молибденитом). На флангах при значительно меньшем, чем в пределах месторождения развитии субвулканических интрузивных образований, имеются преимущественно полиметаллические месторождения и рудопроявления (Чингарское — на западе, Красноярское — на востоке), в рудах которых молибденит совершенно не устанавливается или отмечается в качестве третьестепенной примеси. При этом необходимо иметь в виду, что в ряде случаев наличие молибденита в рудах полиметаллических месторождений связано с присутствием в них ранних кварц-турмалиновых образований с редким молибденитом. Не исключено также появление молибденита среди минералов полиметаллической ассоциации в результате его переотложения из более ранних молибденитсодержащих образований.

Как уже отмечалось выше, продуктивное сульфидное оруденение на молибдено-полиметаллических месторождениях представлено двумя основными типами минеральных ассоциаций: кварц-молибденитовым и поздним — галенит-сфалеритовым. В рудах этих месторождений встречаются в очень незначительных количествах галенит и сфалерит, выделившиеся в период становления ранних кварц-молибденитовых минеральных ассоциаций. Сравнительное изучение изотопного состава свинца таких галенитов и свинца более поздней полиметаллической минерализации позволяет рассмотреть вопрос о характере взаимоотношения оруденения указанных типов.

Для определения изотопного состава свинца применялся метод оптической интерференционной спектроскопии (Жиглинский, 1957; Каштан, Хлопина, 1961; Жиглинский и др., 1963). В установке для изотопного спектрального анализа, описанной нами ранее (Шипилов и др., 1968), интерферометр Фабри-Перо с коэффициентом отражения $r = 86\%$ заменен интерферометром, имеющим $r = 95\%$, что позволило получить намного более высокое разрешение сверхтонкой структуры линии Pb 4057,8 Å, используемой для определения четырех изотопов свинца. Для расчета концентрации изотопов Pb²⁰⁶, Pb²⁰⁷, Pb²⁰⁸ сверхтонкая структура линии Pb регистрировалась при разрядном токе в полном катоде 5—6 мА, для Pb²⁰⁴ — 10—12 мА.

В настоящее время считается (Александрук и др., 1967), что при использовании метода изотопного спектрального анализа основной причиной возникновения ошибок является недостаточно хорошее воспроизведение формы контура линии, зависящей от газовой температуры источ-

ника света (полого катода). Однако в общем случае форма контура является функцией не только температуры, но и параллельности пластин интерферометра и точности юстировки оптической системы (в особенности установки выходной диафрагмы). Поэтому в различных конкретных методах анализа ошибка, вносимая температурным фактором, может быть меньше, нежели вносимая другими факторами. В частности, мы провели теоретическую оценку ошибки результатов анализа в зависимости от температуры для интерферометра с $r=86\%$ и постоянной эталона $t=16$ мм при содержании изотопов, характерных для обыкновенного свинца. Контур линии рассчитывался как сложный, состоящий из доплеровского и аппаратного:

$$I_{\nu} = I_0 \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\frac{mc^2 x^2}{2RT\nu_0^2}} \cdot \frac{1}{1 + \frac{4r}{(1-r)^2} \cdot \text{Sin}^2 \pi \frac{\nu^1 - x}{\langle \Delta \nu \rangle}} \cdot dx,$$

где I_{ν} — интенсивность линии при частоте ν ; m — масса излучающего атома, c — скорость света, R — универсальная газовая постоянная, T — абсолютная температура, r — коэффициент отражения; $\langle \Delta \nu \rangle = \frac{1}{2t}$ — область дисперсии, e — основание натуральных логарифмов. Приведенный интеграл в конечном виде не берется и вычислялся нами графическим методом по точкам. Оказалось, что при изменении температуры от 200 до 260° К, коэффициенты переложения линий меняются на 2—3%, что приводит к ошибке в определении концентраций меньшей 0,5% в относительных единицах. По-видимому, в данном случае температура газового разряда не является определяющим фактором ошибки. Это подтверждается и тем фактом, что увеличение разрешающей способности установки при использовании интерферометра с $r=95\%$ по сравнению с $r=86\%$ не повысило точности определений: и в том и в другом случае квадратичная ошибка единичного определения $\sigma \approx 1\%$ для Pb^{206} ; Pb^{207} ; Pb^{208} и примерно 2,5—3% для Pb^{204} . Чтобы увеличить надежность и точность определений, результаты анализов корректировались нами с помощью поправочных коэффициентов, найденных по эталонным образцам. Эти поправочные коэффициенты находились для трех значений разрешающей способности установки, контроль которой проводился по провалу между пиками Pb^{206} и Pb^{208} эталонного образца, записываемого в процессе анализов. Точность анализа в этом случае характеризуется следующими значениями квадратичной ошибки единичного определения: $\sigma = 2$ —2,5%; 0,8%, 1,2%; 0,6% для Pb^{204} ; Pb^{206} ; Pb^{207} и Pb^{208} соответственно.

В таблице 1 приведены результаты изотопного анализа свинца галенитов молибдено-полиметаллических, свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений западного фланга Газимурской рудной зоны. Были проанализированы галениты кварц-молибденитовой ассоциации и галениты галенит-сфалеритовой ассоциации (Шахтаминское, Чингарское, Красноярское и Акатуевское месторождения).

В таблице 2 даны средние значения изотопного состава свинца галенитов для рассматриваемых ассоциаций, а также средние значения результатов анализа галенитов месторождений золото-полиметаллического (Ново-Широкинское), полиметаллического (Почекуевское, Каменское) и скарново-полиметаллического (Савинское-5) типов (свинцово-цинковый рудный пояс) и молибденовых (Жирекенское, Давендинское), расположенных в пределах золото-молибденового пояса.

Построение тройной диаграммы (см. рисунок) с контурами ошибок $\pm \sigma$ и $\pm 2\sigma$ позволяет сделать заключение о достаточно существенном

различия свинца галенитов кварц-молибденитовой ассоциации молибдено-свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья и свинца галенитов галенит-сфалеритовой ассоциации, проявляющейся на тех же месторождениях (Шахтаминское). Можно предположить, что это связано либо с различиями во времени формирования руд указанных минеральных ассоциаций, либо с независимым характером источников рудного вещества. Галениты руд кварц-молибденитовой ассоциации по расчетным данным значительно древнее свинцово-цинкового оруденения. Вместе с тем геологические данные однозначно свидетельствуют о позднемезозойском возрасте и сближенности во времени проявления указан-

ТАБЛИЦА 1

Изотопный состав свинца галенитов месторождений медно-молибденовой и галенит-сфалеритовой рудных формаций (в %)

| Формация | Месторождение | Характеристика руды | Pb ²⁰⁴ | Pb ²⁰⁶ | Pb ²⁰⁷ | Pb ²⁰⁸ | | |
|----------------------|---------------|---|---|-------------------|-------------------|-------------------|-------|-------|
| Медно-молибденовая | Шахтаминское | Кварц-молибденитовые жилы с редкой вкрапленностью галенита | 1,41 | 25,05 | 21,10 | 52,44 | | |
| | » | | 1,39 | 24,65 | 21,60 | 52,36 | | |
| | » | | 1,34 | 24,60 | 21,15 | 52,91 | | |
| | » | | 1,33 | 24,45 | 20,85 | 53,37 | | |
| | » | | 1,33 | 24,80 | 21,15 | 52,67 | | |
| | Шахтаминское | Жилы и рудные зоны с галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами и пиритом | 1,30 | 25,35 | 21,35 | 52,00 | | |
| | | | » | 1,30 | 25,25 | 21,30 | 52,15 | |
| | | | » | 1,35 | 25,10 | 21,45 | 52,10 | |
| | | | » | 1,37 | 24,95 | 21,40 | 52,23 | |
| | | | » | 1,31 | 24,90 | 21,35 | 52,44 | |
| | | | » | 1,37 | 25,30 | 20,80 | 52,53 | |
| | | | » | 1,33 | 24,35 | 21,65 | 52,17 | |
| | | | » | 1,32 | 25,00 | 21,37 | 52,31 | |
| | Чингарское | Жилы и гнездообразные включения галенит-пиритового состава в граните | 1,33 | 25,15 | 21,60 | 51,92 | | |
| » | | | 1,33 | 25,25 | 21,47 | 51,95 | | |
| » | | | 1,33 | 25,15 | 21,23 | 52,29 | | |
| Галенит-сфалеритовая | Красноярское | Жилы и прожилки галенит-пиритового состава в юрских терригенных и вулканогенных породах | 1,35 | 25,30 | 21,47 | 51,88 | | |
| | | | » | 1,35 | 25,15 | 21,40 | 52,10 | |
| | | | » | 1,33 | 25,15 | 21,60 | 51,92 | |
| | Акатуевское | Крупнокристаллическая массивная галенит-сфалеритовая руда | 1,35 | 24,75 | 21,35 | 52,55 | | |
| | | | » | 1,32 | 24,93 | 21,45 | 52,30 | |
| | | | » | 1,33 | 25,40 | 21,40 | 51,87 | |
| | | | » | 1,30 | 25,10 | 21,25 | 52,35 | |
| | | Массивная галенит-пиритовая руда | 1,36 | 24,94 | 21,27 | 52,43 | | |
| | | | Гнездообразные включения крупнокристаллического галенита в сером доломите | 1,33 | 24,85 | 21,30 | 52,52 | |
| | | | | 1,33 | 24,37 | 21,20 | 52,60 | |
| | | | Крупнокристаллическая (массивная) галенитовая руда | 1,31 | 24,95 | 21,25 | 52,49 | |
| | | | | » | 1,33 | 24,90 | 21,45 | 52,27 |
| | | | | » | 1,36 | 25,20 | 21,85 | 51,60 |
| » | 1,36 | 24,95 | | 21,60 | 52,09 | | | |

ных типов оруденения. Поэтому есть основания считать, что различия изотопного состава свинца обусловлены в большей степени различиями в источнике рудного вещества. Учитывая характер пространственно-структурных взаимоотношений руд кварц-молибденитовой и галенит-сфалеритовой минеральных ассоциаций, проявленных на молибдено-полиметаллических месторождениях, и принимая во внимание результаты изотопных исследований, можно прийти к заключению о принадлежности рассматриваемых типов руд к различным рудным формациям и, таким образом, о наложенном характере свинцово-цинкового оруденения. Полученные нами ранее данные об изотопном тождестве свинца руд галенит-сфалеритовой ассоциации молибдено-полиметаллических месторождений и свинца собственно свинцово-цинковых и полиметаллических

ТАБЛИЦА 2

Изотопный состав свинца галенитов молибдено-полиметаллических и полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья (в %)

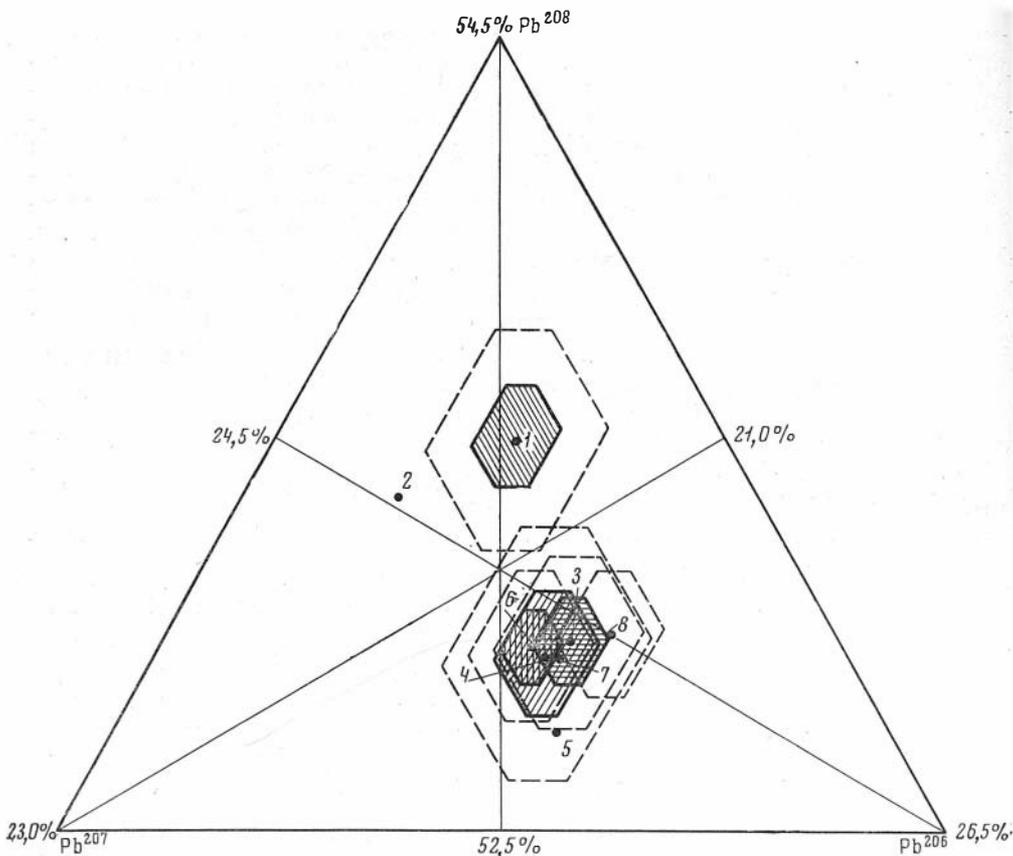
| Тип месторождения | Минеральная ассоциация | Месторождение | Число определений | Pb ²⁰⁴ | Pb ²⁰⁶ | Pb ²⁰⁷ | Pb ²⁰⁸ |
|-----------------------------|--|--|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| Молибдено-полиметаллический | 1. Кварц-молибденитовая | Шахтаминское | 5 | 1,33 ±0,015 | 24,71 ±0,09 | 21,17 ±0,11 | 52,75 ±0,14 |
| | 2. Кварц-молибденитовая | { Жирекенское * Давендинское * | 3 | 1,35 ±0,02 | 24,52 ±0,12 | 21,53 ±0,14 | 52,60 ±0,18 |
| | 3. Галенит-сфалеритовая | | Шахтаминское | 8 | 1,33 ±0,012 | 25,09 ±0,03 | 21,33 ±0,09 |
| | 4. Галенит-сфалеритовая (с сульфосолями) | Бугдаинское | 4 | 1,35 ±0,016 | 25,02 ±0,10 | 21,39 ±0,12 | 52,24 ±0,16 |
| Полиметаллический | 5. Галенит-сфалеритовая | { Чингарское, Красноярское | 6 | 1,34 ±0,014 | 25,19 ±0,095 | 21,46 ±0,11 | 52,01 ±0,145 |
| | 6. Галенит-сфалеритовая | | Акагуевское | 11 | 1,34 ±0,01 | 24,93 ±0,07 | 21,40 ±0,03 |
| | 7. Галенит-сфалеритовая (с золотом) | Ново-Широкинское | 15 | 1,34 ±0,009 | 25,07 ±0,06 | 21,38 ±0,07 | 52,22 ±0,09 |
| | 8. Галенит-сфалеритовая | { Савинское-5 Почкуевское, Каменское | 15 | 1,34 ±0,009 | 25,15 ±0,06 | 21,19 ±0,07 | 52,32 ±0,09 |

* Месторождения расчленены (в пределах золото-молибденового рудного пояса. Грочне принадлежат свинцово-цинковому поясу (Газимурская и Приаргунская рудные зоны).

месторождений полиметаллического пояса Восточного Забайкалья (Тычинский и др., 1968) подкрепляют высказанное положение.

Определенное сходство изотопного состава свинца галенитов кварц-молибденитовой ассоциации Шахтаминского месторождения (полиметаллический пояс) со свинцом Жирекенского и Давендинского месторождений, принадлежащих к тому же формационному типу и пространственно обособленных в пределах самостоятельного золото-молибденового рудного пояса, в конечном счете также не противоречит идее о возможной пространственной совмещенности разнотипной минерализации в определенных благоприятных структурно-геологических условиях.

Таким образом, полученные нами данные не соответствуют в данном случае представлениям некоторых исследователей о существовании единой молибденит-галенит-сфалеритовой рудной формации, хотя и не ис-



Тройная диаграмма изотопного состава по Pb^{206} , Pb^{207} и Pb^{208}

Точки 1—8 — месторождения и группы однотипных месторождений, приведенные в табл. 2. Заштрихованные контуры — ошибка $\pm\sigma$. Контуры, ограниченные пунктирными линиями — ошибка $\pm 2\sigma$

ключена принадлежность рассматриваемого разнотипного оруденения к единому генетическому формационному ряду, объединяющему золото-молибденовые, молибдено-полиметаллические, золото-полиметаллические и собственно-полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья (Томсон и др., 1964а; Константинов, 1965; Кормилицын, 1969). На существование отдаленной геохимической связи молибденового и свинцово-цинкового оруденения указывает, в частности, постоянное присутствие молибдена в пиритах и галенитах месторождений галенит-сфалеритовой формации (Томсон и др., 1964б). По нашему мнению, этот вопрос нуждается в дальнейшей разработке.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрук В. И., Жиглинский А. Г., Григорчук Г. Ю. О некоторых порядках зональности гидротермальной минерализации (на примере Газимуро-Заводского рудного района в Восточном Забайкалье). — Изв. высших учебных заведений, Геология и разведка, 1966, № 2.
- Кунд Г. Г., Носков В. И., Хлопина Т. Н. О точности спектральных методов определения изотопного состава элементов. — Геохимия, 1967, № 5.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О закономерностях размещения полиметаллических и редкометалльных зон и поясов. — Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1956, № 2—3.
- Дружинин А. В., Тихонов Н. Д., Зуев В. Н. Свинцово-цинковая минерализация на молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья. — В сб. «Вопросы гео-

- логии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 83.
- Есиков А. Д., Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П. Изотопный состав рудного свинца из разнотипных месторождений Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1965, № 7.
- Жиглинский А. Г. Изотопический спектральный анализ свинца фотоэлектрическим методом. — Оптика и спектроскопия, 1957, 3, вып. 1.
- Жиглинский А. Г., Зайдель А. Н., Кунд Г. Г. Спектральный метод определения Рb²⁰⁴. — Геохимия, 1963, № 1.
- Каштан М. С., Хлопина Т. Н. Повышение точности изотопного спектрального анализа. — Оптика и спектроскопия, 1961, 10, вып. 4.
- Козеренко В. Н., Старченко В. В. Металлогения Центрального и Восточного Забайкалья. — В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во АН СССР, 1963.
- Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. — В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.
- Константинов Р. М. Методы изучения и критерии выделения магматических рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях (На примере Восточного Забайкалья). — В сб. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Лисцов Ю. П. О возрасте полиметаллического оруденения Нерчинско-Заводской группы месторождений в Восточном Забайкалье. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 3.
- Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья. — Проблемы сов. геологии, 1936, № 10.
- Сотников В. И. О проявлении метаморфизма в рудах Шахтинского молибдено-полиметаллического месторождения. — Геол. и геофиз., 1960, № 12.
- Сотников В. И., Берзина А. П., Скуридин В. А. О характере связи оруденения медно-молибденовой формации с магматическими образованиями. — Геол. и геофиз., 1968, № 9.
- Томсон И. Н., Иванов И. Б., Константинов Р. М., Лобанов Г. М., Полякова О. П. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П. О генетических рядах рудных формаций Забайкалья. — Геол. рудн. месторожд., 1964а, № 2.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П., Иванов И. Б., Есиков А. Д. О верхнемезозойских гидротермальных циклах в Восточном Забайкалье в свете данных калий-аргонового и свинцово-изотопного методов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1964б, № 7.
- Тычинский А. А., Сотников В. И., Шипилов Л. Д. К вопросу о соотношении молибденового и полиметаллического оруденения Восточного Забайкалья по изотопным данным. — В сб. «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья». Чита, 1968.
- Чередниченко В. П. Молибденовое и полиметаллическое оруденение Шахтаны. — В сб. «Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья». Изд-во «Недра», 1967.
- Шипилов Л. Д., Тычинский А. А., Вахрушев В. А. Изотопный состав свинца гаалитов в рудных месторождениях Алтае-Саянской области. — В сб. «Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области». Изд-во «Наука», 1968.

ВОПРОСЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-ГАЛЕНИТ-СФАЛЕРИТОВОГО ФОРМАЦИОННОГО ТИПА

(на примере Ново-Широкинского месторождения
Восточного Забайкалья)

А. А. Тычинский, И. Г. Перовский, Л. Д. Шпилов

Ново-Широкинское золото-полиметаллическое месторождение относится к сравнительно малочисленной и еще слабо изученной группе свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья, руды которых по составу, строению и условиям образования характеризуются рядом особенностей, на что указывали многие исследователи (Дудин и др., 1963; Радкевич и др., 1963; Тычинский и др., 1968) и что позволило некоторым из них (Томсон и др., 1964) отнести данные месторождения к самостоятельному (переходному) золото-галенит-сфалеритовому формационному типу. В частности, для них характерны комплексные руды, в которых наряду с сульфидами свинца, цинка и меди широко представлено самородное золото, а в пределах Широкинского рудного поля — руды мышьяка и сурьмы. Месторождение привлекает внимание тем, что оно локализуется в верхнеюрской эффузивно-пирокластической толще, в то время как большинство месторождений полиметаллического пояса локализуются среди карбонатных пород нижнего палеозоя. Это одно из немногих полиметаллических месторождений, которое залегает в верхнеюрских вулканогенных породах и молодой позднемезозойский возраст которого не вызывает сомнения.

Полученные авторами новые материалы, касающиеся стадийности и зональности оруденения, глубины и температуры минералообразования, а также вопросов, возникших при рассмотрении (расчете) возраста рудной минерализации, основываются на результатах минералого-геохимического и минерало-термометрического изучения руд месторождения, определения микротвердости главных рудообразующих сульфидов, а также на данных изотопных исследований. Полученные материалы позволяют не только конкретизировать наши представления об условиях формирования месторождений данного формационного типа, но также высказать некоторые соображения относительно источников рудного вещества.

Геологическое строение Ново-Широкинского месторождения; морфология рудных тел

Ново-Широкинское золото-полиметаллическое месторождение располагается в пределах Газимуро-Заводского рудного района (Северо-Восточное Приаргунье) и приурочено к сравнительно узкой полосе юрских отложений, вытянутой в северо-восточном направлении вдоль регионального Урюмканского разлома, являющегося рудоконтролирующей структурой для всех месторождений и рудопроявлений района. Широкинское рудное поле сложено кембрийскими осадочно-метаморфическими породами ушмунской свиты (нижний структурный ярус) нижне-среднеюрскими осадочными и верхнеюрскими вулканогенно-осадочными породами (верхний структурный ярус), а также послеверхнеюр-

скими гранодиоритовыми интрузиями (штоками) и разнообразными дайками от гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров до лампрофиров. Кембрийские породы, представленные глинисто-серицитовыми сланцами, кварцево-слюдистыми песчаниками и доломитовыми известняками, развиты в северной части рудного поля и отделены от юрских отложений Урюмканским разломом (рис. 1). Нижне-среднеюрские отложения располагаются в южной и восточной части поля. Они представлены алевролитами и песчаниками с прослоями углисто-глинистых сланцев и конгломератов. Собственно Ново-Широкинское месторождение залегает в мощной толще верхнеюрских эффузивно-пирокластических пород (урюмканская свита), представленных андезитовыми порфиритами, лавобрекчиями, туфобрекчиями, туфами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, слагающими центральную часть Широкинского рудного поля. Возрастное положение верхнеюрской эффузивно-осадочной толщи определяется тем, что она перекрывает фаунистически охарактеризованные ниже-среднеюрские породы и перекрывается за пределами рудного поля отложениями нижнего мела (Дудин и др., 1963). В структурном отношении участок месторождения представляет собой

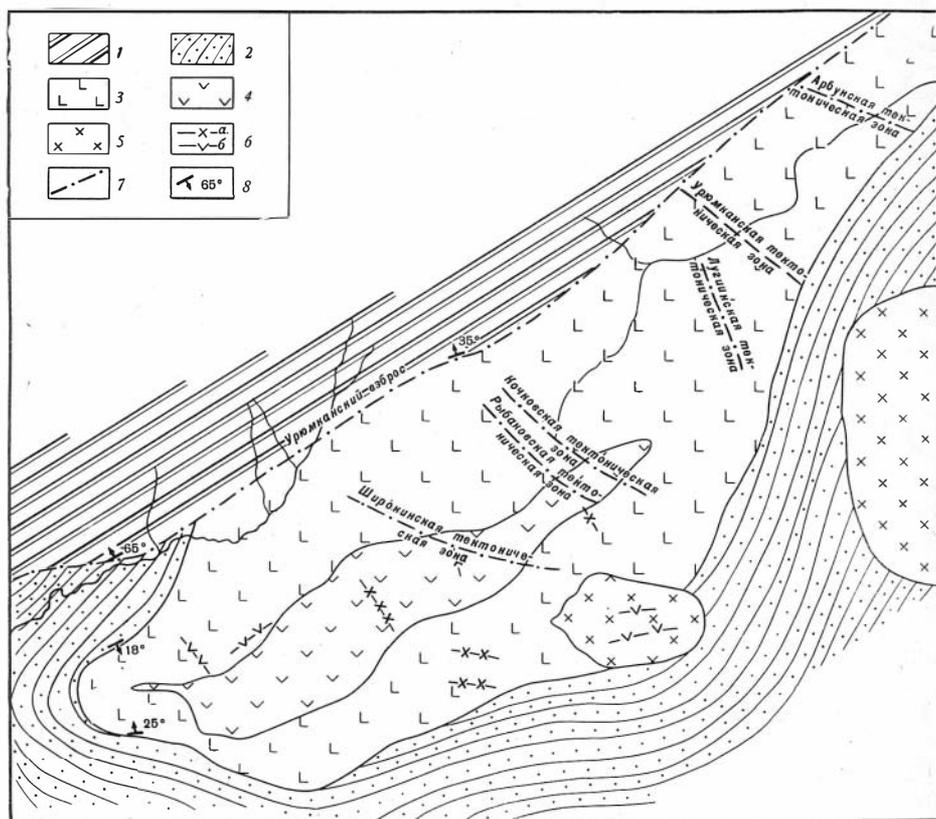


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Широкинского рудного поля (Дудин и др., 1963)

- | | | |
|---|---|---|
| 1 — кварцево-слюдистые песчаники, сланцы, доломитовые известняки ушмунской свиты (Ст?); | 3 — 4 — эффузивно-осадочные породы урюмканской свиты (1); | 5 — гранодиориты, послеверхнеюрские; |
| 2 — углисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты (1-2); | 3 — нижняя подсвита (туфопесчаники, туфоалевролиты, туфобрекчии, плагиоклазовые порфириты); | 6 — дайки гранодиорит-порфиров (а) и лампрофиров (б); |
| | 4 — верхняя подсвита (пироксен-плагиоклазовые порфириты); | 7 — тектонические зоны; |
| | | 8 — элементы залегания |

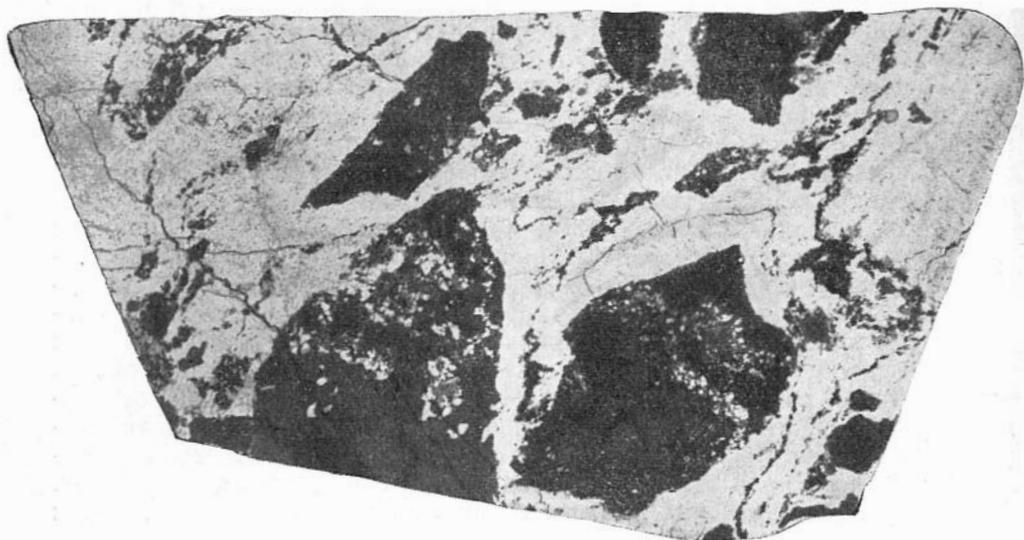


Рис. 2. Брекчиевый тип руды. Обломки породы и руды ранних медно-колчеданной и кварцево-полиметаллической стадий минерализации (черное) цементируются галенитом и другими сульфидами (светло-серое). Полиров. штупф, натур. вел.

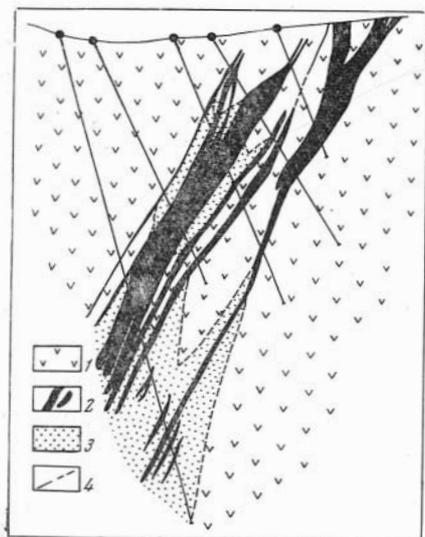


Рис. 3. Геологический разрез Ново-Широкинского месторождения (по материалам В. Ш. Узуныяна)

- 1 — дацитовые и андезитовые порфириды;
- 2 — рудные тела;
- 3 — зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации;
- 4 — разрывные нарушения

брахисинклираль, центральная часть которой выполнена верхнеюрскими породами, являющимися рудовмещающими.

Ново-Широкинское месторождение локализуется в Широкинской тектонической зоне типа взброса, являющейся поперечной структурой к основному Урюмканскому разлому и сопряженной с ним. Представляет она зону интенсивно трещиноватых и дробленых пород, превращенных процессами гидротермального дорудного метаморфизма в кварц-хлорит-доломитовые пиритизированные породы. Отмечается многоэтапность в развитии Широкинской зоны, которая подтверждается широким развитием в пределах месторождения брекчиевых руд, в которых обломки руд более ранних стадий минерализации цементируются более поздним рудным и жильным материалами (рис. 2). Рудные тела месторождения в свою очередь контролируются сложной системой трещин, закономерно оперяющих Широкинскую тектоническую зону, благодаря чему рудная зона приобретает кулисное внутреннее строение.

Простираение рудных тел и зоны в целом северо-западное $290\text{—}310^\circ$, падение на юг, углы падения $52\text{—}88^\circ$. В морфологическом отношении преобладают метасоматические рудные тела, имеющие сложную жилую и пластообразную форму. Рудные тела сопровождаются серией субпараллельных и ветвящихся рудных тел и прожилков, а также ореольными зонами прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации (рис. 3). В меньшей степени представлены руды типа жил выполнения.

Вещественный состав и текстурно-структурные особенности руд Зональность и стадийность оруденения

Ново-Широкинское месторождение, как уже отмечалось, относится к немногочисленной группе свинцово-цинковых месторождений полиметаллического пояса Восточного Забайкалья, которые характеризуются комплексным составом руд, где наряду с сульфидами свинца, цинка, в меньшей степени меди широко представлено самородное золото, а в пределах Широкинского рудного поля — руды мышьяка и сурьмы (Кочковское месторождение).

Главные минералы руд месторождения — галенит, сфалерит, пирит; второстепенные — халькопирит, блеклые руды (теннантит и тетраэдрит), самородное золото. В незначительном количестве встречаются буланжерит, бурнонит, марказит, вюрцит, арсенопирит, магнетит, висмутин, джемсонит, галеновисмутит, молибденит, аргентит. Главные жильные минералы — кварц, доломит; второстепенные — хлорит, альбит, серицит.

К числу благоприятных факторов, способствовавших отложению руд, следует, по-видимому, отнести высокие коллекторские свойства вмещающих вулканогенно-осадочных пород, в сочетании с многократными тектоническими подвижками, вызвавшими дробление и брекчирование пород в пределах Широкинской тектонической зоны. Согласно имеющимся представлениям (Дудин и др., 1963) и полученным нами данным, руды Ново-Широкинского месторождения формировались в сложной тектонической обстановке. Структурно-текстурные особенности руд указывают на их отложение при широком проявлении тектонических подвижек в дорудное, рудное и пострудное время. Отложение минерального вещества происходило в условиях «стесненной» кристаллизации (Шахов, 1961), о чем свидетельствует широкое проявление метаколлоидных текстур руд (рис. 4). Колломорфные текстуры свидетельствуют, в частности, о том, что рудоносные растворы в период рудоотложения находились в коллоидном состоянии.

Процесс рудоотложения был длительным и многостадийным. Нами рассмотрен собственно рудный этап, представленный тремя стадиями сульфидной минерализации: медноколчеданной, кварцево-полиметаллической и карбонатно-полиметаллической. Руды наиболее ранней, медноколчеданной стадии сложены в основном пиритом, халькопиритом и блеклыми рудами. Галенит и сфалерит имеют второстепенное значение. Очень редко встречаются висмутин, аргентит, галеновисмутит, бурнонит и джемсонит. В кварцево-полиметаллическую стадию минерализации, являющуюся на месторождении основной продуктивной, отложилось наибольшее количество галенита, сфалерита и пирита. Руды этой стадии представлены различными по мощности жилами и прожилками, а также выполняют цемент брекчий (брекчиевый, крустификационный, кокардовый типы руд). В карбонатно-полиметаллическую стадию формируются жилы существенно карбонатного состава (доломитовые). Они секут либо цементируют ранее отложенные и раздробленные руды медноколчеданной и кварцево-полиметаллической стадий.

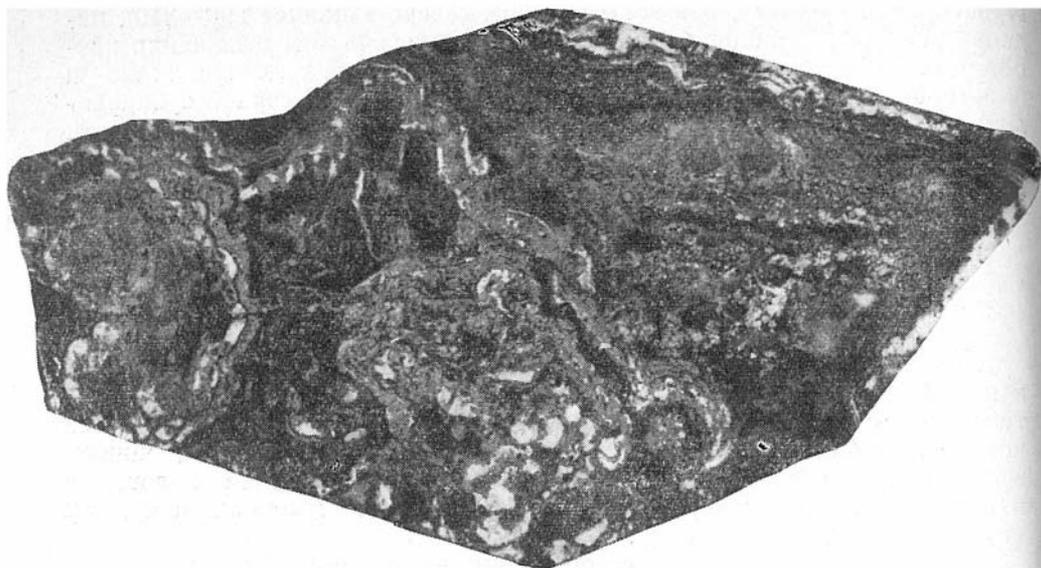


Рис. 4. Колломорфные ритмично-полосчатые образования пирита (светло-серое) и гематита (черное) вокруг зерен галенита (черные прямоугольники) и обломков пород. Полиров. штуф, натур. вел.

Наиболее характерные минералы данной рудной стадии — сфалерит, галенит и блеклые руды. С ними ассоциируют пирит, халькопирит, бурнонит, буланжерит, вюртцит. Изменение состава растворов происходило, как это следует из вышеизложенного, не только в течение рудного этапа, но было внутриврастайным. Об этом свидетельствует, в частности, изменение железистости в сфалеритах, изменение (увеличение) содержания халькопирита в сфалеритах с увеличением железистости последних. Характерным признаком изменения состава раствора внутри одной стадии минерализации в результате последовательного выпадения из него отдельных компонентов и периодического «обрастания» обломков пород и руд предыдущей стадии является образование кокардовых и ритмично-полосчатых текстур, характеризующихся неоднородным внутренним строением (рис. 5, 6).

В пространственном распределении основных типов руд¹, по данным геологов, разведывавших месторождение, намечается слабо выраженная горизонтальная зональность, которая характеризуется постепенным изменением оруденения по простиранию рудной зоны. На северо-западном фланге месторождения проявились главным образом карбонатно-полиметаллические руды; центральная часть месторождения сложена в основном кварцево-полиметаллическими рудами; а в юго-восточной части — небольшими блоками среди собственно полиметаллических руд обособляются медноколчеданные руды. Наиболее четко индивидуализирован медноколчеданный тип руд.

Минералого-геохимическое изучение руд показало, что с глубиной происходит их закономерное обогащение такими элементами-примесями, как медь, сурьма, мышьяк, кобальт, никель, олово. Содержание меди в сфалерите, например, увеличивается от 0,0008% на глубине 29,5 м до 1% на глубине 479 м, а в галенитах — от 0,2% до 1%. Аналогичным образом ведут себя олово и сурьма в галенитах. Для кадмия характерно, что его содержание в сфалеритах увеличивается с глубиной

¹ Основные минеральные типы руд — халькопирит-пиритовый (медноколчеданный), кварц-галенит-сфалеритовый, карбонат-сфалерит-галенитовый, — соответствуют стадиям сульфидной минерализации.

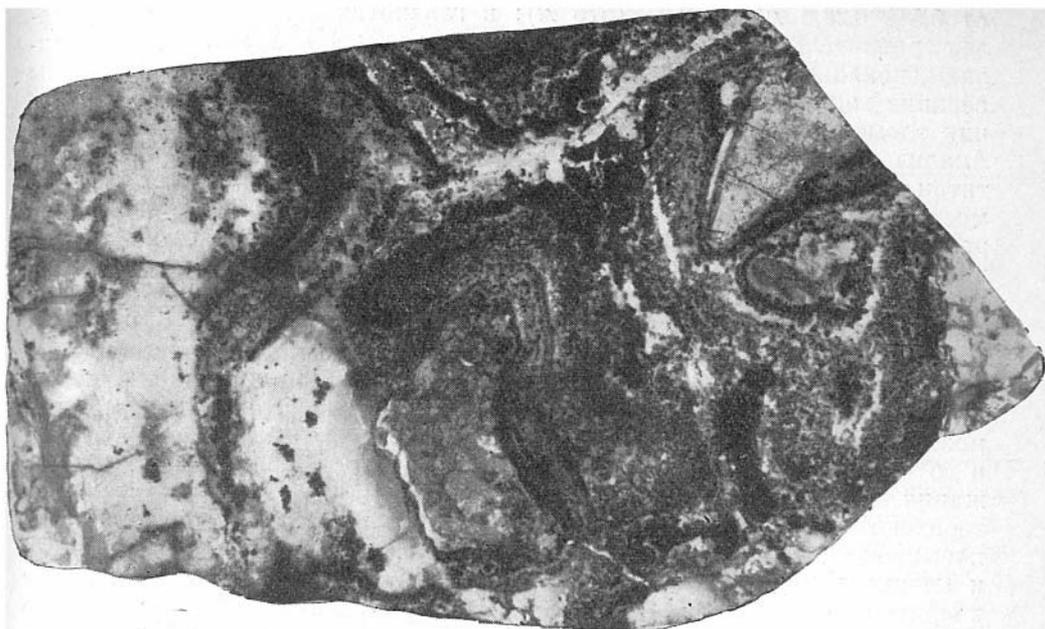


Рис. 5. Кокардовая текстура. Галенит, пирит и гематит (черное) располагаются тонкими концентрическими зернами вокруг обломков породы (серое); белое — кварц. Полиров. штупф, 1/2 натур. вел.

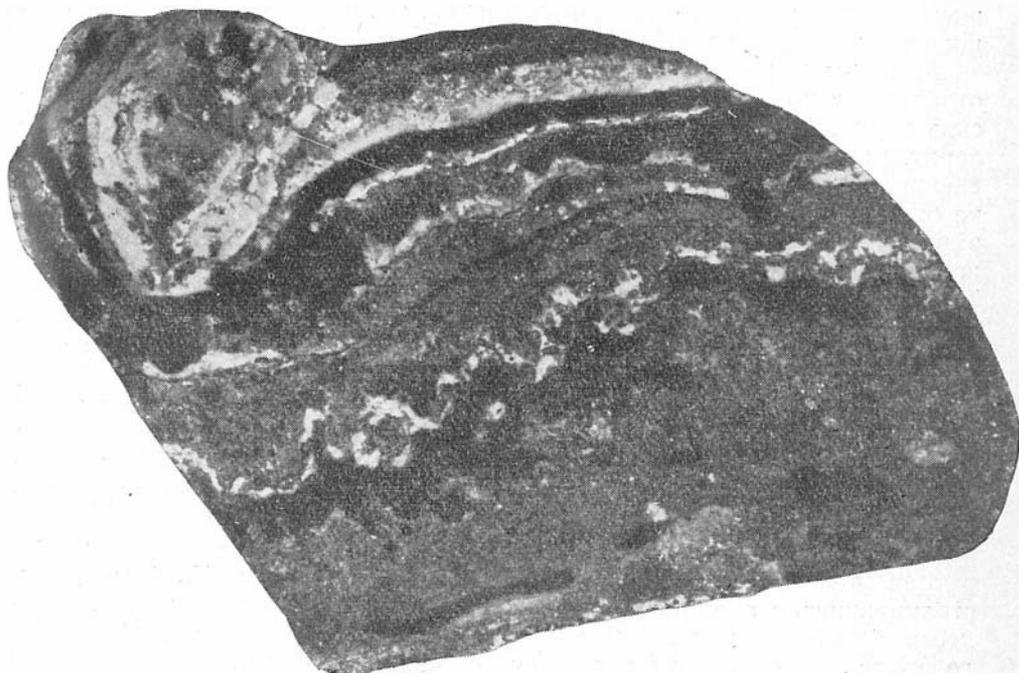


Рис. 6. Ритмично-полосчатая текстура. Ритмично-полосчатые образования галенита, сфалерита, пирита и гематита (черное); белое и светло-серое — кварц и карбонаты. Полиров. штупф, увел. 2

от 0,5% (28,5 м) до 1% (675 м); в галенитах же кадмий распределен сравнительно равномерно по всему разрезу. Наоборот, индием, галлием, ванадием (в галенитах) и бериллием (в сфалеритах) обогащены верхние горизонты месторождения. Зональный характер в распределении элементов-примесей отчетливо виден при изучении сфалеритов. Анализ сфалеритов показал, что медь, сурьма, висмут, индий, олово, титан и марганец по относительному содержанию и частоте встречаемости более характерны для марматитов (последний преимущественно распространен на средних и глубоких горизонтах месторождений), в то время как бериллий и ванадий входят в состав маложелезистой разновидности сфалерита — клейофана, типичного для приповерхностных сульфидных руд. Подтверждается общая закономерность, что содержание ряда элементов, в частности индия, в сфалеритах зависит от степени их железистости (Абрамов, Русанов, 1939). Причины наблюдаемой вертикальной зональности не всегда ясны, но в некоторых случаях она может быть связана с зональным распределением минералов-носителей и со стадийностью рудного процесса. В частности, повышенные содержания меди и мышьяка, в меньшей степени никеля и кобальта, характеризуют руды медноколчеданной стадии. Серебро имеет относительно повышенные содержания в галените и сфалерите крустификационных и метаколлоидных руд, формирующихся главным образом к концу кварцево-полиметаллической стадии минерализации. Отсюда можно прийти к заключению, что на поведение элементов-примесей на месторождении оказывают влияние как изменение вещественного состава руд (типов руд) с глубиной, так и определенное изменение состава гидротермальных растворов в процессе рудообразования.

Со стадийностью рудного процесса коррелируется изменение микротвердости сульфидов, которое следует, очевидно, связывать с изменением состава растворов и, соответственно, физических свойств образующихся сульфидов во времени.

Методом микротвердости исследовано более 50 рудных образцов, отобранных по скважинам и в шахте из руд различных морфогенетических типов. Анализировались главные рудные минералы: галенит, сфалерит, пирит, блеклые руды, халькопирит и самородное золото (всего сделано более 1500 замеров). Измерения микротвердости проводились на отечественном микротвердометре ПМТ-3 по методике, разработанной ранее (Хрущев, Беркович, 1960, Лебедева, 1963). В процессе измерения использовалась постоянная нагрузка 100 г; время действия нагрузки — 7—8 сек, опускания и поднятия индикатора по 7 сек. При этом время опускания нагруженной алмазной пирамиды (индикатора) и время поднятия ее, а также время действия нагрузки были постоянными для всех исследуемых образцов (минералов).

Изучение сульфидов показало, что микротвердость некоторых из них неодинакова в разных типах руд и находится в связи со стадиями рудного процесса. Эти изменения заметно проявились в галенитах, блеклых рудах и халькопиритах, микротвердость которых закономерно меняется (увеличивается) от ранней медноколчеданной стадии к более поздней — кварцево-полиметаллической. Для пиритов отмечается обратная зависимость, правда, выражена она менее четко. Исследователи, столкнувшись с аналогичной закономерностью при изучении микротвердости сульфидов некоторых полиметаллических месторождений Рудного Алтая, в частности Камышинского, связывают эту закономерность с температурным режимом формирования оруденения и с влиянием элементов-примесей в минералах различных стадий (Шнайдер и др., 1968).

Значения микротвердости сульфидов Ново-Широкинского месторождения (средние значения и пределы колебаний), относящихся к двум первым стадиям, приведены к табл. 1.

Т А Б Л И Ц А 1

Микротвердость сульфидов Ново-Широкинского месторождения (в кг/мм²)

| Минерал | Медноколчеданная стадия | | Кварцево-полиметаллическая стадия | |
|--------------|-------------------------|------------------|-----------------------------------|-----------------|
| | число определений | микротвердость | число определений | микротвердость |
| Галенит | 9 | 88—116 (99*) | 19 | 86—158 (118) |
| Сфалерит | 3 | 191—214 (200) | 17 | 185—276 (209) |
| Пирит | 9 | 1287—1801 (1479) | 23 | 792—1891 (1359) |
| Блеклая руда | 4 | 376—472 (426) | 10 | 420—519 (451) |
| Халькопирит | 3 | 191—206 (201) | 4 | 247—320 (288) |

* В скобках даны средние значения микротвердости.

Примечание. Одно определение вычислялось как среднее арифметическое из 15—20 замеров.

Полученные выводы носят предварительный характер, поскольку основываются на неравноценном количестве определений в минералах сравниваемых стадий. Вместе с тем сопоставление полученных цифр микротвердости сульфидов Ново-Широкинского месторождения с имеющимися в литературе определениями аналогичных рудных минералов показывает весьма близкие их значения, таким образом, метод хорошо оправдывает себя при диагностике минералов. Вычисленное среднее арифметическое значение микротвердости минерала, полученное из частных замеров, выражает общее свойство его твердости.

Глубина формирования оруденения и температура минералообразования

Полученные нами данные подтверждают представления геологов, изучавших Ново-Широкинское месторождение, о его формировании в обстановке сравнительно низких температур и небольших глубин.

О близкповерхностном характере отложения руд наряду с геологическими признаками (своеобразии положения оруденения, локализованного в верхнем структурном ярусе мезозоя, сложная морфология рудных тел, широкое развитие в рудах метаколлоидных и крустификационных текстур), которые общеизвестны, свидетельствуют некоторые структурные их особенности («диффузионные» каймы в сульфидах) и данные об отложении руд в условиях высокого кислородного потенциала. На резко окислительную обстановку отложения руд на ранних стадиях рудного процесса указывает, в частности, формирование кварц-гематит-пиритовых руд. Об этом же свидетельствует, по мнению К. Ф. Кузнецова и Г. М. Мейтува (1967), широкое рассеяние при рудоотложении некоторых редких элементов. Наконец, согласно проведенным термометрическим исследованиям, гомогенизацию газовой-жидких включений в жильном кварце сопровождает, как правило, очень медленное исчезновение газовых пузырьков, что является одним из доказательств небольшой плотности гидротермального раствора к моменту минералообразования и свидетельствует о том, что кристаллизация кварца и захват им включений минералообразующей среды происходили в условиях невысокого внешнего гидростатического давления.

Для характеристики температурных условий формирования оруденения, а также для выяснения агрегатного состояния растворов в процессе рудообразования нами были проведены термометрические исследования. В частности, был использован метод гомогенизации газовой-жидких включений в жильном кварце, являющемся наиболее распространенным нерудным минералом сульфидных руд Ново-Широкинского

го месторождения. Анализировался кварц, относящийся к основной продуктивной кварцево-полиметаллической стадии минерализации. Кроме того, для суждения о температурном режиме растворов в раннюю рудную и пострудную стадии минералообразования, а также в целях сравнения использовались данные термометрических и термозвуковых исследований сульфидов (Колтун, Локерман, 1964).

При проведении эксперимента нагрев пластинок кварца (толщина пластинок 0,2—1,2 мм) осуществлялся в термокамере, изготовленной по образцам лаборатории минералообразующих растворов ИГиГ СО АН СССР (Долгов, Базаров, 1965) и производился со скоростью 5° в минуту. Температура гомогенизации газовой-жидких включений измерялась с помощью хромель-алюмелевой термопары с милливольтметром МПП-254.

Для жильного кварца характерны многочисленные двухфазовые (газ — жидкость) относительно равномерно распределенные включения. Гомогенизация происходила в жидкую фазу и сопровождалась в основном очень медленным исчезновением газового пузырька. Ни в одном из исследованных включений не были зафиксированы твердые фазы, характерные для высокотемпературных включений, обычно имеющих большую концентрацию минеральных солей в растворе.

На основании изучения газовой-жидких включений, характера их приуроченности к элементам роста кристаллов, к системам трещин и т. п. выявлены следующие виды вакуолей (типов включений) содержащих в различных соотношениях газ и жидкость (табл. 2).

1. Первичные эллипсоидные и трубчатые включения, размером 0,1—0,2 мм, с газовой фазой 30—50%, приуроченные в большинстве случаев к центральным частям кристаллов кварца; гомогенизируются в интервале температур 195—235°С.

2. Первично-вторичные трех-, четырех-, пяти- и шестигранные включения, размером 0,05—0,1 мм, с газовой фазой от 30 до 40%, приуроченные к центральным частям кристаллов кварца и системам залеченных трещин; гомогенизируются в интервале температур 140—195°С.

3. Вторичные включения, неправильные по форме, часто ветвящиеся и разнообразные по размерам (0,01—0,1 мм), с газовой фазой от 10 до 30%; гомогенизируются в основном при температуре от 120 до 140°С.

Таким образом, термометрическое изучение жильного кварца методом гомогенизации показало, что сульфидные руды основной продуктивной стадии минерализации формировались в относительно широком диапазоне температур от 120 до 235°С. Данный температурный интервал включает температуры гомогенизации включений трех типов: первичных (195—235°С), первично-вторичных (140—195°С) и вторичных (120—140°С). Наиболее вероятным (достоверным) для кварцево-полиметаллической стадии следует считать температурный интервал, в котором происходила гомогенизация первичных включений, т. е. температуры от 195 до 235°С.

Полученные определения хорошо согласуются с данными других авторов (Колтун, Локерман, 1964), полученными по кварцу и карбонатам термометрическим, а по сульфидам термозвуковыми методами. Исследование первичных газовой-жидких включений в кварце, а также термозвуковые измерения сфалерита (марматита), относящиеся к первой рудной (медноколчеданной) стадии, показали, что консервация в них включений происходила при температуре, близкой к 250°С. Гомогенизация первичных включений в сфалеритах поздней карбонатно-полиметаллической рудной стадии, представленных существенно клейофанами, происходила в интервале температур 150—180°С (скв. 106, глубина 172—176 м; скв. 86, глубина 74—81 м). Наконец, первичные газовой-жидкие включения в карбонате пострудной стадии гомогени-

Т А Б Л И Ц А 2

Температура гомогенизации газово-жидких включений в жильном кварце
Ново-Широкинского месторождения

| Характеристика образца | Группа (тип) включений | Форма включений | Число замеров | Температура гомогенизации, °С |
|--|------------------------|-----------------------------|---------------|-------------------------------|
| Кварц серовато-белый ксеноморфный из колломорфной пиритовой руды | Первичные | Эллипсоидные, трубчатые | 8 | 195—235 |
| Друзовый кварц в крустификационных рудах | Первично-вторичные | Слабоограниенные | 9 | 160—195 |
| Кварц серый ксеноморфный из пиритовых стяжений в галениитовых густовкрапленных рудах | Первичные | Эллипсоидные и многогранные | 7 | 195—230 |
| | Первично-вторичные | Слабоограниенные | 5 | 140—175 |
| Кварц серый ксеноморфный из окварцованной оруденелой эффузивной породы | Первичные | Пятигранные | 2 | 200 |
| | Первично-вторичные | Шестигранные | 2 | 175 |
| Кварц из кварцево-кальцитово-галениитового прожилка | Вторичные | Бесформенные | 2 | 125, 130 |
| Кварц серый ксеноморфный из гнездово-вкрапленных сульфидных руд в окварцованных эффузивах | Первично-вторичные | Бесформенные | 1 | 180 |
| | Вторичные | Бесформенные | 5 | 125—140 |
| Кварц серый ксеноморфный из массивно-полосчатых сульфидных руд в окварцованных эффузивах | » | Слабоограниенные | 5 | 120—150 |
| Кварц серый ксеноморфный из вкрапленных сульфидных руд в окварцованных эффузивах | » | Слабоограниенные | 2 | 120—130 |
| Кварц серый ксеноморфный из окварцованной эффузивной породы, содержащей гнезда, «метасомауические» жилы и вкрапленники сульфидов | Первично-вторичные | Четырех- и пятигранные | 4 | 160—185 |
| Кварц серый ксеноморфный с вкрапленниками сульфидов | » | Слабоограниенные | 3 | 170—190 |
| | Вторичные | Бесформенные | 3 | 123—140 |
| Кварц серый ксеноморфный из гнездово-вкрапленных кварцево-сульфидных руд | Первичные | Четырехгранные | 6 | 200—210 |
| | Вторичные | Слабоограниенные | 1 | 140 |
| Друзовый кварц из крустификационной сульфидной руды | » | Четырех- и пятигранные | 3 | 175—190 |
| | Вторичные | Бесформенные | 4 | 125—145 |

низируются при температуре 140—160°С. Таким образом, процесс рудообразования на месторождении протекал в условиях относительно плавного снижения температур гидротермальных растворов.

Полученные нами данные относительно температурного режима формирования руд месторождения не противоречат не только имеющимся определениям по другим месторождениям Широкинского рудного поля (Кочковское), но также близко совпадают с определениями для некоторых месторождений Газимуро-Заводского рудного района, тесно структурно связанных между собой и близких по условиям формирования. Так, на месторождениях Краснояррово-Золинского рудного поля для сфалерита основной рудной стадии получены цифры 225—240°С;

для кварца и карбоната пострудной стадии — 80—160° С (Колтун, Локерман, 1964). Согласно последним данным (Григорчук, 1966; Григорчук и др., 1964) температура гомогенизации газовой-жидких включений в минералах главной рудной (галенит-сфалеритовой) стадии на Аленуйском месторождении (Красноярско-Золинское рудное поле) составляет 180—240° С. Как видим, температуры гомогенизации и, по-видимому, температурные условия минералообразования месторождений Газимуро-Заводского рудного района весьма близки между собой.

В плане сравнительного изучения следует отметить, что процесс рудообразования на Ново-Широкинском месторождении, как и в большинстве полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья, подвергнутых минералотермометрическому изучению (Колтун, Локерман, 1962), происходил в условиях в общем постепенного спада температур от более ранних стадий к более поздним. С другой стороны, сопоставление данных по температурам формирования сфалерит-галенитовых руд, образованных в главную рудную стадию, показывает, что Ново-Широкинское месторождение занимает промежуточное положение, являясь близким по температурным условиям к таким месторождениям, как Кадаинское, Покровское, Благодатское, Екатерино-Благодатское и Савинское-5, хотя последнее и является специфичным, формирующимся в сравнительно более широком температурном интервале.

Изотопный состав свинца галенитов и соображения об источниках рудного вещества

При изучении руд Ново-Широкинского месторождения использован метод изотопного анализа, показавший значительные различия в изотопном составе свинца галенитов руд жильного и метасоматического (трещинно-метасоматического) типов.

Изотопный состав свинца галенитов определялся методом спектрального изотопного анализа (Шипилов и др., 1968). Изучение ошибок метода с помощью математической статистики позволило установить наличие ошибки, составляющей более половины полной ошибки измерения и связанной с изменением разрешающей способности установки во времени. Последняя зависит от ряда факторов: небольшой вариации параллельности пластин интерферометра, неточности установки оптической системы (выходной диафрагмы), изменения температуры излучающей плазмы в полом катоде и т. д. Поэтому для корректировки анализов вводились коэффициенты поправок, найденные из 30 определений эталонного образца и отнесенные к трем значениям разрешающей способности. Контроль разрешающей способности оценивался по провалу интенсивности между пиками Pb^{206} и Pb^{208} относительно высоты пика Pb^{207} и Pb^{206} по спектрограммам периодически записываемого эталонного образца (запись эталонного образца проводилась после записи 3—5 анализируемых проб). Данный прием увеличивает точность и надежность определения, особенно для Pb^{204} : квадратичная ошибка единичного определения изотопов Pb^{204} ; Pb^{206} ; Pb^{207} ; Pb^{208} составляет 2,0; 0,8; 1,2; 0,6% соответственно.

В таблицах 3 и 4 приводятся результаты определения изотопного состава свинца галенитов Ново-Широкинского месторождения. Анализ результатов с помощью тройной диаграммы (рис. 7) показывает достаточно четкое различие по изотопному составу свинца галенитов руд жильного и метасоматического типов. Точки на тройной диаграмме группируются в два контура, соответствующих свинцу галенитов жильного (I) и метасоматического (II) типов. Средние значения изотопного состава свинца соответствующих типов отличаются между собой в пре-

ТАБЛИЦА 3

Изотопный состав свинца галенитов (в %) Ново-Широкинского месторождения
в рудах различных морфогенетических типов

| Тип руды | № обр. | Место взятия образца | Характеристика руд | Pb ²⁰⁴ | Pb ²⁰⁶ | Pb ²⁰⁷ | Pb ²⁰⁸ |
|------------------|--------|-------------------------|---|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| Жильный | 168 | Скв. 313, глубина 685 м | Галенит из карбонатно-сульфидных и кварцево-карбонатно-сульфидных жил и прожилков в эффузивах верхней юры (штокерковая зона) | 1,32 | 24,85 | 21,20 | 52,63 |
| | 322 | То же | | 1,34 | 24,75 | 21,05 | 52,86 |
| | 323 | » » | | 1,34 | 24,70 | 21,45 | 52,51 |
| | 167 | | | 1,29 | 25,20 | 21,00 | 52,51 |
| | 170 | Шахта | Галенит из кварцево-сульфидных жил и прожилков и из различного типа крустификационных руд (крустификационные и кокардовые руды кварцево-полиметаллической стадии минерализации) | 1,35 | 24,80 | 21,03 | 52,82 |
| | 321 | То же | | 1,35 | 24,90 | 21,40 | 52,35 |
| | 324 | | | 1,35 | 24,75 | 20,90 | 53,00 |
| | 169 | | | 1,33 | 25,12 | 21,20 | 52,35 |
| | 205 | Скв. 120, глубина 270 м | | 1,31 | 25,05 | 21,40 | 52,24 |
| | 207 | Скв. 120, глубина 261 м | 1,35 | 25,00 | 21,40 | 52,25 | |
| Метасоматический | 204 | Скв. 120, глубина 284 м | Галенит-буланжеритовые тонкозернистые руды (гнездообразные залежи) | 1,37 | 25,15 | 21,60 | 51,88 |
| | 203 | То же | | 1,36 | 24,95 | 21,45 | 52,24 |
| | 200 | Скв. 341, глубина 450 м | Галенит массивных и ритмично-полосчатых сульфидных руд медноколчеданной и кварцево-полиметаллической стадий минерализации | 1,35 | 25,05 | 21,40 | 52,20 |
| | 202 | Скв. 313, глубина 670 м | | 1,37 | 25,30 | 21,63 | 51,70 |
| | 201 | Скв. 341, глубина 436 м | | 1,37 | 24,93 | 21,72 | 51,98 |
| | 325 | Скв. 341, глубина 435 м | | 1,36 | 24,90 | 21,90 | 51,84 |
| | 206 | Скв. 120, глубина 273 м | Галенит густовкрапленных сульфидных руд | 1,34 | 25,40 | 21,50 | 51,76 |
| | 165 | Скв. 341, глубина 438 м | Гнезда массивной галенитовой руды и жилы «свинчаков» в пиритизированных вмещающих эффузивах; кварцево-полиметаллическая стадия минерализации | 1,28 | 25,05 | 21,17 | 52,50 |
| | 166 | Скв. 341, глубина 439 м | | 1,39 | 24,90 | 21,55 | 52,26 |
| | 199 | Скв. 341, глубина 473 м | | 1,30 | 25,35 | 21,40 | 51,95 |

ТАБЛИЦА 4

Средние значения изотопных откошений свинца (в %) из руд Ново-Широкинского месторождения

| Морфогенетический тип руды и его характеристика | Число определений | $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$ | $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$ | $\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$ |
|---|-------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| I. Жильный. Кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы с сульфидами, крустификационные руды; галенит крупнокристаллический | 10 | 18,73 | 15,94 | 39,51 |
| II. Метасоматический (трещинно-метасоматический). Гнездо- и жилообразные рудные тела; полосчатые и массивные сульфидные руды и метасоматические жилы («свинчаки»); галенит мелкозернистый | 10 | 18,59 | 15,95 | 38,54 |

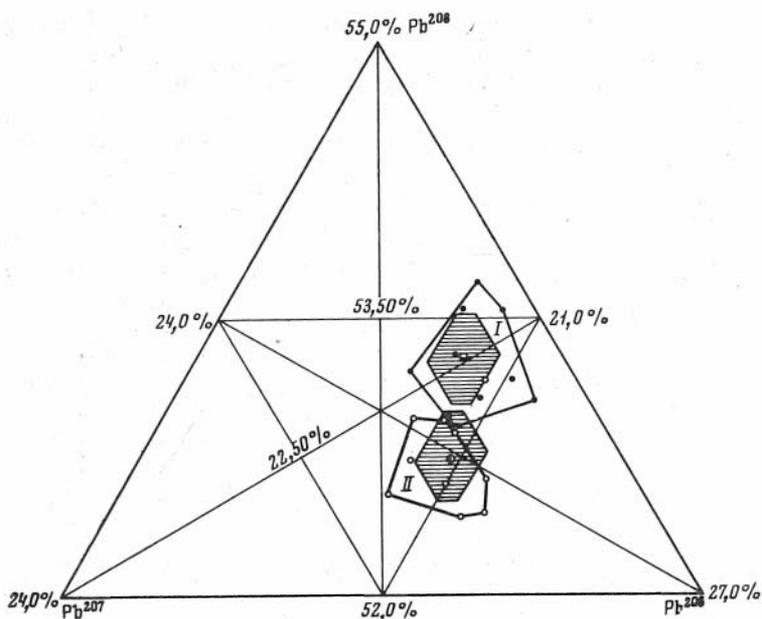


Рис. 7. Тройная диаграмма изотопного состава свинца галенитов в координатах Pb^{206} ; Pb^{207} ; Pb^{208} . I — контур для свинца жильного типа; II — контур для свинца метасоматического типа. Заштрихованные контуры соответствуют среднему составу свинца галенитов указанных типов с ошибкой $\pm 2\sigma$. Черные точки соответствуют «жильному» свинцу, белые — «метасоматическому», двойные кружки — средний изотопный состав свинца указанных типов

делах $\pm 2\sigma$, что соответствует доверительной вероятности 95% (σ — ошибка определения).

Вариации в изотопном составе свинца одновозрастного оруденения жильного и метасоматического (трещинно-метасоматического) типов могут быть вызваны рядом причин. Поскольку основные различия заключены, как следует из тройной диаграммы, в поведении Pb^{208} , обогащение свинца жильного типа ториевой разностью естественно было бы связать с радиогенными добавками за счет боковых пород (эффузивно-осадочных либо интрузивных). Однако данные радиометрического анализа вмещающих пород, которые свидетельствовали бы о их высоком ториевом фоне, отсутствуют. Вместе с тем расчет возраста свинца жильного и метасоматического типов (среднее трех методов, по Расселлу и Фаркуару, 1962) показывает, что последние оказываются относительно значительно удревненными¹. Отсюда различия в изотопном составе свинца оруденения двух сравниваемых типов представляется более вероятным связывать с различиями в способах отложения минерального вещества. Учитывая более длительный характер воздействия гидротермальных растворов на боковые породы в случае формирования метасоматических рудных тел, логично допустить в этом случае частичную мобилизацию свинца из боковых пород, а также из древних пород фундамента (толщ нижнего структурного этажа); смешение и участие в рудном процессе свинца как ювенильного, так и заимствованного из вмещающих пород.

В этой связи значительный интерес представляет поведение на месторождении таких редких элементов, как кадмий, индий, галлий и таллий. Первые три элемента накапливаются в сфалерите, последний характерен для галенита. По данным К. Ф. Кузнецова и Г. М. Мейтува

¹ «Метасоматический» свинец месторождения, согласно классификации Гаутерманса, можно отнести к аномальному свинцу В-типа (Расселл, Фаркуар, 1962).

(1967), содержание этих элементов во вмещающих породах месторождения в 100—300 раз превышает средние кларковые их значения. Особенно это характерно для кадмия, содержание которого во вмещающих породах достигает 0,003—0,05%, т. е. превышает кларк в земной коре в 1000 раз. Естественно допустить (появление аномальных разновидностей рудного свинца подтверждает такое предположение), что обогащение сульфидов данными элементами-примесями, особенно кадмием, также связано с их мобилизацией из боковых пород, богатых этими элементами.

Явление «удревнения» рудного свинца, связанное со способом отложения минерального вещества, имеет, очевидно, региональное распространение. Об этом свидетельствуют как наши данные, так и материалы других исследователей (Матвеев, 1968; Ананьев и др., 1968; Виноградов и др., 1957; Клярковский и др., 1967).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Своеобразие структурно-стратиграфического положения Ново-Широкинского золото-полиметаллического месторождения, а также однотипного оруденения Широкинского и других рудных полей Газимуровского рудного района (например, Кочковское и другие месторождения, относимого к проявлениям золото-галенит-сфалеритового формационного типа и локализованного в верхнем структурном ярусе мезозоя, обусловило развитие низкотемпературной минерализации и образование колломорфных текстур руд и минеральных ассоциаций, указывающих на близповерхностные условия формирования руд и на их отложение в обстановке широкого колебания значений потенциала кислорода и серы в гидротермальных растворах.

Термометрическое изучение жильного кварца, относящегося к основной продуктивной кварцево-полиметаллической стадии минерализации, показало, что первичные газово-жидкие включения гомогенизируются при температуре 235—195°С. Исходя из представления о том, что первичные газово-жидкие включения, захваченные и изолированные в условиях невысокого внешнего давления, гомогенизируются при температуре захвата, можно считать, что полученные значения температур гомогенизации отражают близкую к истинной температуру минералообразования.

Вариации в изотопном составе свинца одновозрастного оруденения жильного и метасоматического (трещинно-метасоматического) типов связаны, по нашему мнению, с механизмом их формирования и вызванными этим механизмом различиями в источниках рудного свинца. Удревнение «метасоматического» свинца связано, по-видимому, с мобилизацией части свинца из вмещающих пород и пород нижнего структурного этажа, смешении и участии в рудном процессе, таким образом, глубинного (ювенильного) и заимствованного из пород свинца. При обработке материалов изотопных исследований по Ново-Широкинскому месторождению выявлена зависимость изотопного состава рудного свинца от способа отложения минерального вещества и сделан, таким образом, вывод о значительной роли мобилизации рудного вещества при формировании метасоматических рудных тел.

В заключение следует практический вывод о необходимости систематического геохимического изучения рудовмещающих, в частности нижнепалеозойских и докембрийских карбонатно-сланцевых и юрских вулканогенно-осадочных толщ Восточного Забайкалья с соответствующей постановкой поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Ф. И., Русанов А. К. Спектроскопическое исследование цинковых обманок на германий, индий, кадмий и галлий. — Труды ВИМС, 1939.
- Ананьев Ф. М., Качало И. П., Тычинский А. А., Шпилов Л. Д. О возрасте и генетических особенностях полиметаллического оруденения горного обрамления Минусинских впадин. — Геол. и геофиз., 1968, № 2.
- Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудного свинца Алтая и Казахстана. — Геохимия, 1957, № 1.
- Грибанов Б. В., Куницын В. В., Морозова Н. Н., Попова Т. С. Некоторые особенности Ново-Широкинского полиметаллического месторождения. — Бюлл. Чит. геол. упр-ния, 1960, № 5.
- Григорчук Г. Ю., Лесняк В. Ф., Пизнур А. В. Результаты изучения газово-жидких включений в рудах Красноярово-Золинского рудного поля (Вост. Забайкалье). — Вестник Львовск. ун-та, серия геол., 1964, вып. 2.
- Григорчук Г. Ю. О некоторых порядках зональности гидротермальной минерализации (на примере Газимуро-Заводского рудного района в Восточном Забайкалье). — Изв. Высших учебных заведений, Геология и разведка, 1966, № 2.
- Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах. — В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. 1. Изд-во «Наука», 1965.
- Дудин М. Р., Морозова Н. Н., Грибанов Б. В. Широкиное рудное поле. — В сб. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 83.
- Клярковский В. М., Тычинский А. А., Шпилов Л. Д. Изотопный состав рудных свинцов и особенности формирования эндогенного оруденения Алтае-Саянской рудной провинции. — Геохимия, 1967, № 5.
- Колтун Л. И., Локерман А. А. Некоторые итоги минералотермометрического изучения полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. — Вестник Львовск. ун-та, серия геол., 1962, вып. 1.
- Колтун Л. И., Локерман А. А. О температурах формирования Ново-Широкинского полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье). — Вестник Львовск. ун-та, серия геол., 1964, вып. 2.
- Кузнецов К. Ф., Мейтув Г. М. Геохимия редких элементов в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья. Изд-во «Наука», 1967.
- Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, 1963.
- Радкевич Е. А., Архангельская В. В., Полякова О. П. Некоторые вопросы генезиса и закономерностей распределения свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. — В сб. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья». — Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 83.
- Расселл Р., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии. ИЛ, 1962.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П. О генетических рядах рудных формаций Забайкалья. — Геол. рудных месторожд., 1964, № 2.
- Тычинский А. А., Перовский И. Г., Шпилов Л. Д. Особенности формирования руд и источники рудного вещества на Ново-Широкинском золото-полиметаллическом месторождении. — В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 4. Чита, Изд-во Заб. фил. геогр. об-ва СССР, 1968.
- Хрущов М. М., Беркович Е. С. Приборы ПМТ-2 и ПМТ-3 для испытания на микротвердость. Изд-во АН СССР, 1960.
- Шахов Ф. Н. Текстуры руд. Изд-во АН СССР, 1961.
- Шпилов Л. Д., Тычинский А. А., Вахрушев В. А. Изотопный состав свинца галенитов в рудных месторождениях Алтае-Саянской области. — В сб. «Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области». Изд-во «Наука», 1968.
- Шнайдер М. С., Шнайдер А. А., Шамова Г. Г., Ярышева Т. Ф. О связи микротвердости с генетическими особенностями некоторых сульфидных минералов. — В сб. «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья». (Материалы III научн. конф. ЗабНИИ). Чита, 1968.

О ЦЕЛЕСООБРАЗНОСТИ ФОРМАЛЬНОГО ПОДХОДА К МНОГОСТАДИЙНЫМ ЖИЛЬНЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ ПРИ ИХ ФОРМАЦИОННОМ АНАЛИЗЕ

Э. П. Иванов

Общеизвестно, что большинство жильных месторождений складывается несколькими устойчивыми парагенетическими минеральными ассоциациями (парагенезисами), образовавшимися в определенной последовательности и зачастую имеющими различный состав. При изучении конкретного месторождения подобного типа обычно постулируется связь всех установленных здесь парагенезисов с единым глубинным магматическим очагом.

Нетрудно доказать, что данный постулат оказывает прямое воздействие на металлогенические построения, но между тем он обладает рядом уязвимых мест. Обратиться на них внимание геологов — важнейшая цель настоящей статьи. На материале изучения Яно-Борулахского оловорудного района Якутии автор попытался показать, что минеральные парагенезисы, входящие в состав жильного месторождения, могут оказаться производными как одного, так и нескольких самостоятельных магматических источников. Если сомнения в единстве очага не лишены оснований, то к многостадийным жильным месторождениям на первом этапе их формационного анализа целесообразно подходить формально, т. е. абстрагироваться от генетической сущности слагающих их парагенезисов и не навязывать последним обязательную связь с общим источником.

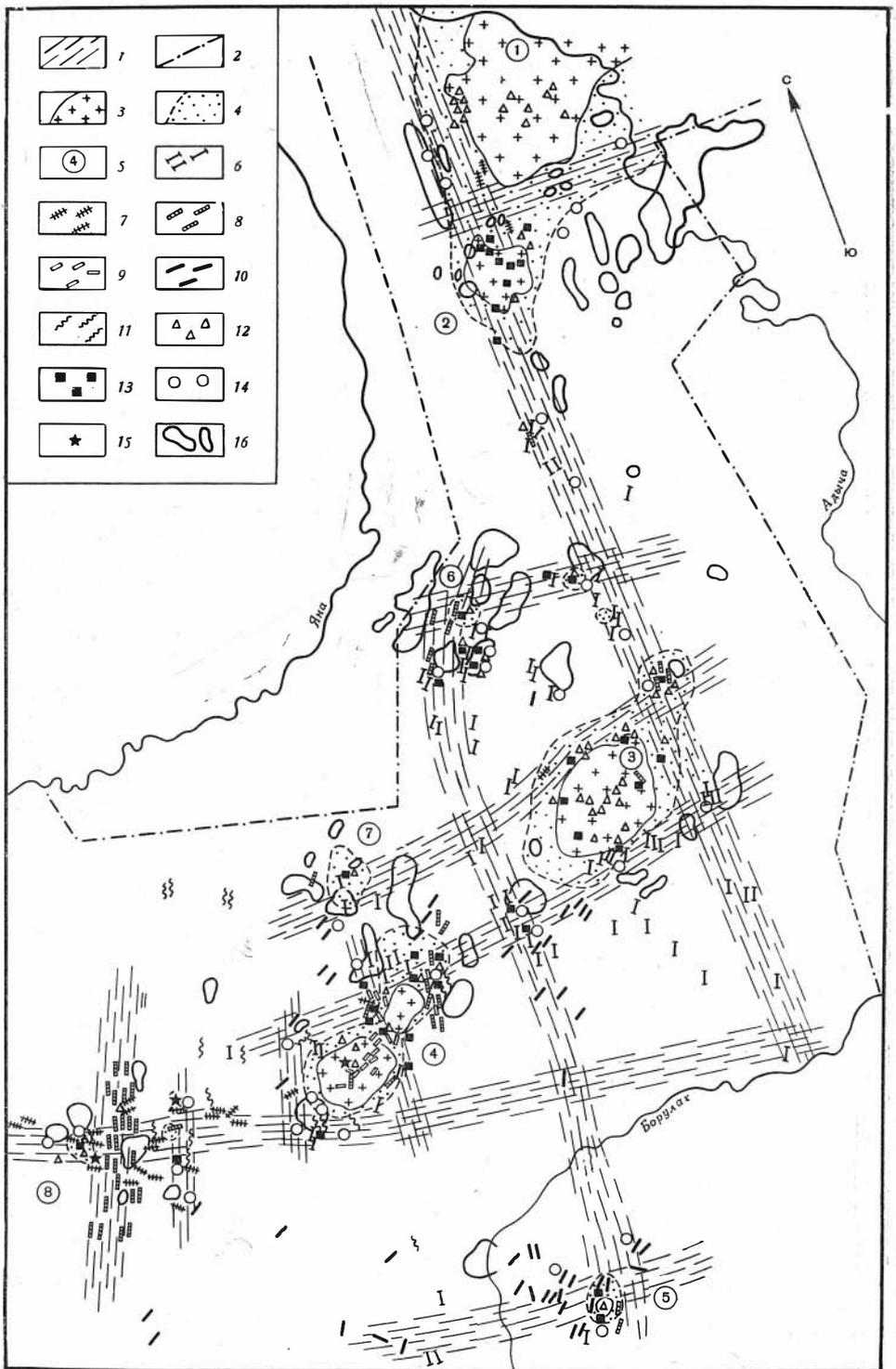
Это вовсе не означает, что автор предлагает отказаться от выяснения генетической природы жильных месторождений. Познание генезиса месторождений является насущной задачей геологической науки, и формационный метод может значительно приблизить ее решение, если генетические представления будут не основой формационного анализа, а его наиболее важным конечным результатом.

Возрастная последовательность и особенности пространственного размещения магматогенных образований Яно-Борулахского района

Яно-Борулахский район входит в состав Верхояно-Колымской складчатой системы, являющейся важнейшей частью Верхояно-Чукотской складчатой области и обрамляющей с запада Колымский срединный массив.

Геологические исследования в районе по существу сводились к изучению отдельных рудных полей и месторождений. Их результаты частично опубликованы в работах С. С. Смирнова, В. В. Еловских, А. Д. Зиновкина, В. В. Иванова, И. Я. Некрасова, Б. Л. Флерова, В. К. Чайковского и Я. В. Яковлева. Некоторые обобщения металлогенического характера были сделаны для Яно-Борулахского района Г. Л. Падалкой (1939), С. С. Смирновым (1941), В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шагаловым (1958), В. К. Чайковским (1960), Б. Л. Флеровым (1962) и И. Я. Некрасовым (1966).

В основу настоящей работы легли фактические данные, полученные автором в ходе восьмилетнего (1962—1969 гг.) изучения Яно-Борулахского района и всех его месторождений. Большая часть этих данных приходится на период 1964—1966 гг., когда Э. А. Ефременко, О. П. Ива-



Схематическая карта размещения магматогенных образований Яно-Борулахского района (составили Э. А. Ефременко, О. П. Иванов, В. М. Рыльник)

I — зоны скрытых глубинных разломов (зоны повышенной трещиноватости);

2 — границы кайнозойских наложенных впадин;
3 — массивы биотитовых гранитов;

4 — ореолы биотитизации;
5 — номера массивов и роговиковых полей (цифры в кружках);

новым и В. М. Рынником по материалам собственной геологической съемки была составлена металлогеническая карта района.

Яно-Борулахский район сложен довольно монотонной углисто-песчано-глинистой толщей верхнего триаса. Крайнее однообразие мощного (свыше 3000 м) разреза осадочных пород отмечалось здесь уже первыми исследователями (С. С. Смирнов и др., 1941). Это особенно важно, так как мы получаем возможность пренебречь влиянием литологического фактора на размещение гидротермальных и магматических образований, на формирование геофизических полей и т. д., что заметно упрощает металлогенический анализ, делая достовернее его результаты.

Важнейшую роль в истории геологического развития района сыграли скрытые долгоживущие глубинные разломы. В ходе детального картирования поясов даек, гидротермальных жил и трещиноватости, проведенного Э. А. Ефременко, В. М. Рынником и автором по методике И. Н. Томсона (1964), было установлено, что зоны скрытых глубинных разломов имеют здесь близиротное и близмеридиональное направления, образуя при своем пересечении почти прямоугольную сеть. Протяженность наиболее крупных зон превышает 80 км, ширина равняется 3—5 км. Все зоны, судя по преобладающему залеганию даек, жил и трещиноватости, имеют крутое падение.

Предложенная нами схема размещения зон скрытых глубинных разломов (см. рисунок) находится в соответствии с различными геологическими и геофизическими данными. Местоположение и конфигурация гранитных массивов обнаруживает явную зависимость от расположения этих зон. Большинство положительных аэромагнитных аномалий совпали с теми или иными зонами разломов. Зоны разломов контролируют все известные в районе оловорудные проявления. Наиболее крупные месторождения располагаются в местах пересечения зон различного направления.

Магматогенные (интрузивные и гидротермальные) образования нашего района в отличие от осадочных характеризуются широким разнообразием состава и гораздо большим временным интервалом внедрения: от поздней юры (?) до палеогена включительно. Большинство из них имеют форму жил и формировались преимущественно путем выполнения открытых полостей.

Среди интрузивных пород района Э. А. Ефременко выделены следующие группы: 1) ранние диоритовые порфириды; 2) гранодиорит-порфиры и плагиогранит-порфиры; 3) биотитовые граниты; 4) аплиты и лейкократовые граниты; 5) гранит-порфиры и кварцевые порфиры; 6) турмалиновые аплиты и пегматиты; 7) аляскиты; 8) поздние диоритовые порфириды; 9) диабазовые порфириды (табл. 1). В одну группу включались интрузивные тела, имеющие близкий состав и занимающие одинаковое возрастное положение среди других магматогенных образований. Основные сведения о составе, строении этих пород и содержании в них аксессуарных минералов опубликованы в работах Л. Я. Ефременко (1967); Э. А. Ефременко и В. М. Рынника (1967).

(Окончание подписи)

- 1 — Кигилях,
- 2 — Кетет,
- 3 — Ыннах-Хая,
- 4 — Арга-Ыннах-Хая,
- 5 — Ендегечю,
- 6 — Киргилях,
- 7 — Хонор,
- 8 — Хотон-Хая;
- 9 — тела ранних диоритовых порфиридов;

- 7 — тела кислых порфиридов;
- 9 — тела аляскитов;
- 10 — тела поздних диоритовых порфиридов;
- 11 — тела диабазовых порфиридов;
- 12 — проявления кварц-турмалинового парагенезиса;
- 13 — проявления касситерит-кварцевого парагенезиса;

- 14 — проявления кварц-хлоритового парагенезиса;
- 15 — проявления антимонит-кварцевого парагенезиса;
- 16 — положительные магнитные аномалии ($\Delta T > 10 \gamma$), соответствующие участкам проявления пирротиновой минерализации (по данным М. С. Самынской в интерпретации В. А. Белошицкого)

Гидротермальные образования района включают несколько словяных месторождений и рудопроявлений с жилами и с зонами прожилков касситерит-сульфидного (Эге-Хая, Улахан-Эгелях, Хотон-Хая, Тенгер-гюстах и другие месторождения) и касситерит-кварцевого (Кигилях, Кутурук, Олохтох, Хонор, Кетет и др.) составов, а также многочисленные жилы различного состава с признаками свинцово-цинкового, молибденового, сурьмяного оруденения или совсем безрудные. При анализе минерального вещества, слагающего все эти жилы, оказалось возможным выделить 10 устойчивых парагенетических минеральных ассоциаций (по Бетехтину и др., 1958). Близкие по составу и занимающие одинаковое возрастное положение парагенетические минеральные ассоциации объединялись в группы, каждая из которых получила название соответствующего парагенезиса.

Выделение парагенезисов и послужило основой классифицирования жильных гидротермальных проявлений района для целей формационного анализа. Все рудные и безрудные жилы рассматривались нами во взаимосвязи, ибо рудообразование является лишь частной стороной гидротермальной деятельности, имевшей место в ходе геологического развития района. В этом смысле рудные жилы представляют явления, скорее, аномальные, чем типичные. Правильно оценить возрастное или генетическое соотношение рудных формаций района вообще невозможно, если изучать рудные жилы в отрыве от огромного числа непромышленных и безрудных жил.

Последовательность выделенных автором гидротермальных парагенезисов такова: 1) сульфидно-анкерит-кварцевый; 2) сульфидно-кальцит-кварцевый; 3) кварц-биотитовый; 4) кварц-турмалиновый; 5) касситерит-кварцевый; 6) кварц-хлоритовый; 7) марматит-пирротинный; 8) сульфидно-карбонатный; 9) пирит-кальцитовый; 10) антимонит-кварцевый. Общий состав каждого из них приведен в табл. 1, а более подробно они были охарактеризованы автором раньше (Иванов, 1969).

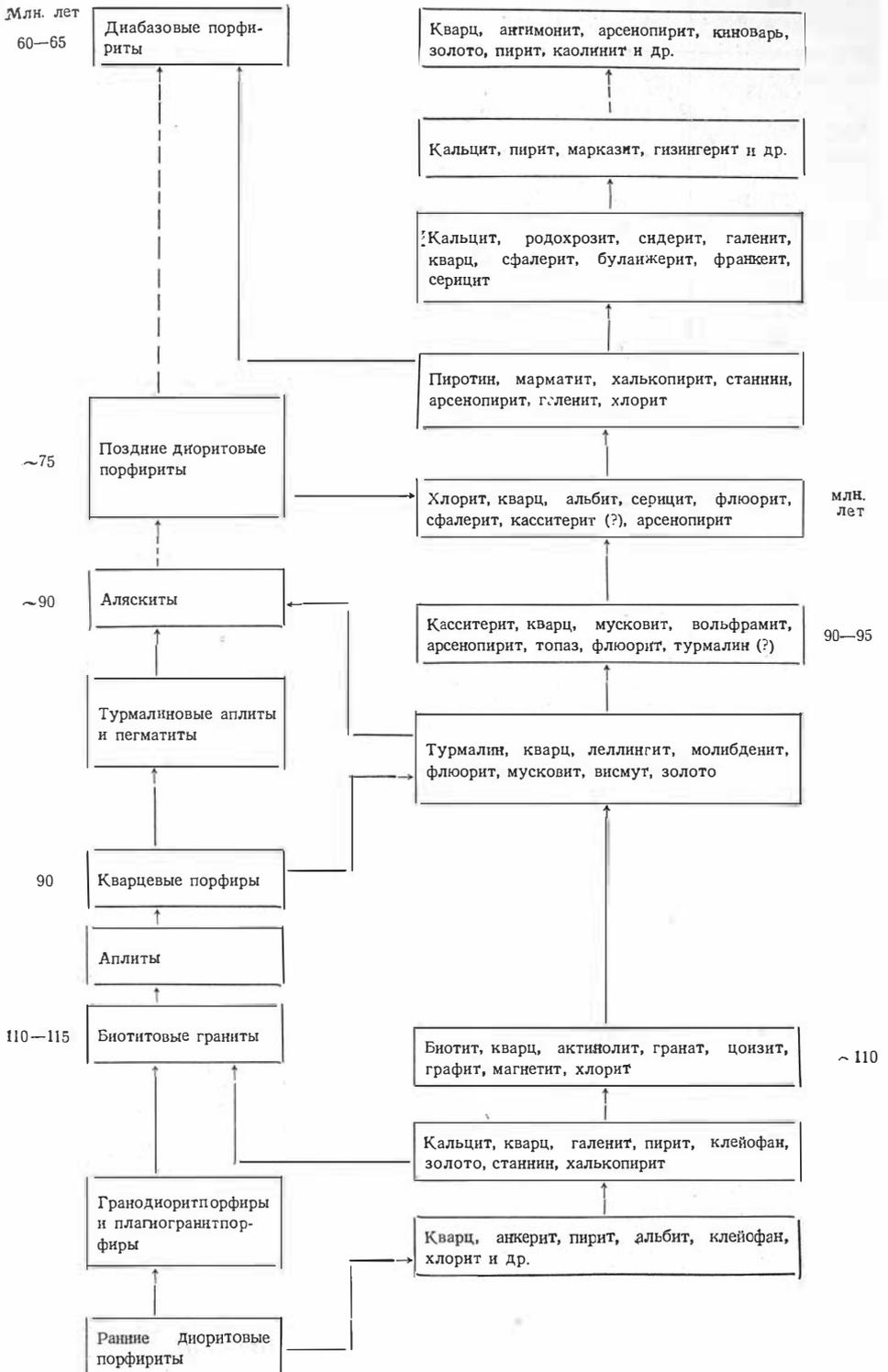
Все месторождения района являются многостадийными. В их пределах происходит совмещение некоторых (иногда большинства) упомянутых 10 парагенезисов. Так, например, на Эге-Хайском месторождении зафиксировано 9 из них (табл. 3).

В процессе изучения магматогенных образований района особое внимание уделялось нами их возрастному положению. Поскольку каждый гидротермальный парагенезис и каждая группа интрузивных пород были сформированы в результате одноактного синхронного поступления в верхний структурный этаж гидротермальных или магматических потоков специфического состава, все они рассматривались автором как возрастные категории одного порядка.

Как видно из табл. 1, нам удалось зафиксировать факты прямого или косвенного пересечения геологических тел, сложенных почти всеми магматогенными образованиями. Установлено, что некоторые гидротермальные жилы пересекаются интрузивными. В частности, пересечение и скарнирование ранних карбонатно-кварцевых жил биотитовыми гранитами наблюдались в экзоконтактах Кигиляхского и Арга-Ыннах-Хайского массивов (Иванов, 1967); пересечение кварц-турмалиновых жил аляскиотовыми — на Кестерском месторождении; пересечение марматит-пирротинных жил диабазовыми дайками — на месторождении Улахан-Эгелях.

Тот факт, что касситерит-кварцевый и сульфидный парагенезисы разделены внедрением даек диоритовых порфиритов первым для северо-восточной Якутии установил И. Я. Некрасов (1963). Мы пришли к аналогичному выводу косвенным путем, наблюдая раздельно взаимоотношения поздних диоритовых порфиритов и касситерит-кварцевого парагенезиса с более ранними магматическими породами и с более поздними

Возрастное положение парагенезисов гидротермальных минералов в общей схеме развития магматогенных образований Яно-Борулахского района Якутин
(составили Э. А. Ефременко и О. П. Иванов)



Примечание. Сплошные стрелки показывают последовательность, установленную на основании прямых пересечений геологических тел, штриховые — предполагаемые.

ТАБЛИЦА 2

**Абсолютный возраст интрузивных и гидротермальных образований
Яно-Борулахского района**

| Номер пробы | Исходный материал | Абсолютный возраст, млн. лет | Содержание K_2O , % |
|-------------|--|------------------------------|-----------------------|
| 3743 | Интенсивно биотитизированный ранний диоритовый порфирит. Пересекаемая биотитовым гранитом дайка. Роговиковое поле массива Ыннах-Хая. Месторождение Олохтох | 106 | 1,72 |
| 3742 | Интенсивно биотитизированный ранний диоритовый порфирит. Кигиляхское роговиковое поле. Месторождение Эге-Хая, скв. 150 | 106 | 1,95 |
| 3742 | То же | 105 | 1,95 |
| A-369 | Гранодиорит. Массив Ыннах-Хая | 122* | |
| 2367 | Биотитовый гранит. Массив Арга-Ыннах-Хая | 110 | 4,40 |
| 2375 | Биотитовый гранит. Массив Кетет | 109 | 4,72 |
| 2373 | Интенсивно биотитизированный песчано-глинистый сланец. Кигиляхское роговиковое поле. Месторождение Эге-Хая. Участок жилы Дальней | 112 | 3,06 |
| 2371 | Ксенолит биотитового гранита в дайке кварцевого порфира. Хотон-Хайский пояс даек | 91 | 4,69 |
| 2372 | Двуслюдяной гранит. Массив Ыннах-Хая | 103 | 5,17 |
| 2376 | Двуслюдяной гранит. Массив Кигилях | 96 | 4,65 |
| 3738 | Интенсивно мусковитизированный песчано-глинистый сланец. Месторождение Эге-Хая. Участок жилы Дальней | 101 | 4,22 |
| 2370 | Кварцевый порфир. Хотон-Хайский пояс даек | 89 | 4,40 |
| 3739 | Гранит-порфир. Кигиляхское месторождение | 84 | 4,95 |
| 3745 | Мусковит из касситерит-мусковит-кварцевой жилы. Кигиляхское месторождение | 106 | 8,52 |
| 3740 | Мусковит-топаз-кварцевая жила с касситеритом и арсенопиритом. Месторождение Эге-Хая. Северное рудное тело | 92 | 2,03 |
| 3741 | Мусковит-флюорит-кварцевая жила с топазом, касситеритом и сульфидами. Месторождение Эге-Хая. Северное рудное тело | 109 | 0,75 |
| | Мусковит из мусковит-кварцевых жил с касситеритом и вольфрамитом. Месторождение Кутурук | 94* | |
| | Литиеносный мусковит из аляскитов. Месторождение Кестер | 88 | |
| 2369 | Поздний пироксен-роговообманковый диоритовый порфирит, р. Батагай | 76 | 1,05 |
| A-103 | Серицит из кварц-сульфидной жилы. Эге-Хайское месторождение | 67* | |
| 2368 | Диабазовый порфирит. Месторождение Улахан-Эгелях | 63 | 0,93 |

* Датировка проб произведена Н. И. Ненашевым (Ненашев, 1965; Некрасов, Ненашев, 1966; Флеров, Яковлев, 1965). Все остальные определения выполнены Л. В. Фирсовым в Лаборатории абсолютного возраста ИГиГ СО АН СССР по материалам Э. А. Ефременко и автора.

гидротермальными парагенезисами, а также анализируя данные абсолютного возраста (табл. 2). Для этого вывода очень важным было то обстоятельство, что удалось показать синхронность касситерит-кварцевых парагенезисов в месторождениях касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формации. Это в свою очередь позволило высказать предположение, что касситерит-сульфидная формация может оказаться совмещенной (Иванов, 1969).

Помимо установления относительного возраста магматогенных образований, для многих из них Л. В. Фирсовым было выполнено абсолютное датирование (табл. 2). Полученные при этом данные не противоречат геологическим наблюдениям.

Объединены ли выделенные нами возрастные группы гидротермальных парагенезисов и интрузивных пород общностью очага? Надо полагать, что на дневной поверхности связь различных магматогенных проявлений с общим очагом должна находить отражение, во-первых, в закономерном размещении их относительно некоторых центров, во-вторых, в закономерной смене состава геологических тел, образовавшихся из последовательно внедрявшихся потоков магм или гидротерм.

Для магматогенных образований Яно-Борулахского района некоторую направленность в изменении состава основных компонентов можно усмотреть в серии, начинающейся ранними диоритовыми порфиритами и заканчивающейся аляскитами. Казалось бы, все эти интрузивные породы можно связать с общим магматическим очагом, дифференцирующимся таким образом, что каждая последующая порция магмы становится все более кислой.

Однако даже эта направленность, учитывающая изменение только основных компонентов, резко нарушается кварц-турмалиновым и ранними сульфидно-карбонатно-кварцевыми парагенезисами. Поздние диоритовые порфириты значительно отличаются по составу от предшествующих им кислых пород. Это отличие еще более усиливается следующими за порфиритами кварц-хлоритовым и марматит-пирротиновым парагенезисами. Появление же диабазов вслед за диоритовыми порфиритами свидетельствует о том, что порядок смены состава интрузивов стал обратным. В ряду гидротермальных образований закономерное изменение состава намечается, во-первых, между сульфидно-анкерит-кварцевым и сульфидно-кальцит-кварцевым парагенезисами и, во-вторых, между кварц-хлоритовым, марматит-пирротиновым, сульфидно-карбонатным и пирит-кальцитовым парагенезисами. Все остальные парагенезисы сменяют друг друга незакономерно.

Пространственное распределение магматогенных проявлений на территории нашего района показано на рисунке, но некоторые из них на данной схематической карте не нашли отражения. В первую очередь это аплиты, постоянно сопровождающие массивы биотитовых гранитов и вне гранитов не встречающиеся, турмалиновые аплиты и пегматиты, характеризующиеся крайне ограниченным развитием. На карте не показаны ранние карбонатно-кварцевые жилы. Они отмечаются повсеместно, сгущаясь в зонах скрытых глубинных разломов. Опущены также точки проявления сульфидно-карбонатного и пирит-кальцитового парагенезисов. Они встречаются изредка и только там, где имеется марматит-пирротиновая минерализация. Участки максимального проявления последней фиксируются косвенным путем через положительные магнитные аномалии. Взаимное их соответствие было обосновано ранее (Иванов, 1969).

На карте видно, что некоторую взаимозависимость в размещении можно усмотреть лишь для биотитовых гранитов и таких гидротермальных парагенезисов, как кварц-биотитовый, кварц-турмалиновый и касситерит-кварцевый. Однако два последних парагенезиса во времени отделены от биотитовых гранитов группой кислых порфиров, которая

отличается независимым распределением на территории района. Поэтому связь между двумя этими парагенезисами и биотитовыми гранитами, скорее всего, структурно-геологическая: те и другие локализируются в местах сочленения зон скрытых глубинных разломов. Касситерит-кварцевый парагенезис в своем пространственном распределении тяготеет к участкам локализации турмалин-кварцевого парагенезиса. Последний присутствует на многих (но не на всех) оловорудных проявлениях. Однако обратной связи, которая позволила бы говорить об их генетическом родстве, нет. Размещение турмалиновых проявлений особенно в масштабе рудных узлов не зависит от размещения касситеритовых. Показательна в этом отношении территория Кететского и Кигиляхского массивов. Все остальные группы пород и гидротермальных парагенезисов распределяются вообще независимо друг от друга, подчиняясь лишь расположению зон скрытых глубинных разломов.

Таким образом, уже после краткого рассмотрения состава, возрастной последовательности и пространственного распределения парагенезисов в гидротермальных жилах района можно констатировать, что есть определенные основания для того, чтобы связать общностью очага лишь такие парагенезисы, как, например, (сульфидно-анкерит-кварцевый) + (сульфидно-кальцит-кварцевый) или (кварц-хлоритовый) + (марматит-пирротинный) + (сульфидно-карбонатный) + (пирит-кальцитовый). Каждый из остальных парагенезисов характеризуется значительной специфичностью своего состава и независимым размещением. Важно также, что главные парагенезисы района (догранитные сульфидно-карбонатно-кварцевые; кварц-биотитовый; кварц-турмалиновый; касситерит-кварцевый; марматит-пирротинный; антимонит-кварцевый) разделены во времени внедрением магматических расплавов, породивших соответственно биотитовые граниты; кварцевые порфиры; турмалиновые аплиты и аляскиты; поздние диоритовые порфириты; диабазовые порфириты. Поэтому вывод о связи этих парагенезисов с самостоятельными магматическими очагами является не менее правомерным, а, на наш взгляд, даже более правомерным, чем вывод о едином для них материнском очаге.

К критике гипотезы о едином очаге

Все разновозрастные и различные по составу гидротермальные парагенезисы и группы магматических пород, зафиксированные на конкретном жильном месторождении, обычно рассматриваются как производные единого длительного развивавшегося глубинного магматического очага. В соответствии с известной схемой С. С. Смирнова, развитой в работах А. Г. Бетехтина и В. А. Николаева, очаг представляют чаще всего в виде громадной камеры кристаллизующейся магмы. Следует отметить, что это наиболее распространенное понимание термина «магматический очаг». Общепринятого определения не существует. Одни исследователи вкладывают в данное понятие широкое содержание, другие — более узкое. Можно также представить себе зарождение гидротерм вне магматических расплавов. По-видимому, в общем виде рудогенерирующий (магматогенный) очаг допустимо охарактеризовать как локальный (в масштабах рудного района) участок активного состояния вещества коры или мантии.

Связь магматогенных проявлений отдельно взятого месторождения или даже рудного района с единым очагом, как правило, считается очевидной и принимается априори. В пользу данного постулата свидетельствует главным образом факт совместного нахождения разновозрастных магматогенных образований (Бетехтин и др., 1958). Однако этот аргу-

мент, конечно, трудно признать доказательным. Ведь подобную геологическую ситуацию легко можно представить и с позиции существования нескольких очагов.

Как мы теперь знаем, большая часть жильных месторождений приурочена к наиболее активным участкам глубинных разломов: местам их сочленения и пересечения. Длительность развития является характернейшей чертой глубинных разломов. Будет вполне логичным предполагать, что в процессе тектоно-магматического развития подвижной области источники магм и гидротерм могли возникать в пределах активной части глубинного разлома неоднократно и на различной глубине, а общность пути восхождения магм и гидротерм предопределила возможность совмещения их продуктов в благоприятных структурных условиях.

«О возможности пространственного наложения в пределах рудного поля на стадий одного процесса, а продуктов разных эпох минералообразования», предупреждал Ф. Н. Шахов (1964, стр. 135). На возможность совмещения минеральных парагенезисов, связанных с различными рудогенерирующими источниками, неоднократно указывали также Н. В. Петровская (1956, 1965, 1968); И. Я. Некрасов (1963, 1964, 1966); Р. М. Константинов (1965); М. А. Фаворская с соавторами (Фаворская, 1969); Шнайдер-Щербина (Schneider-Scherbina, 1962, 1965); Вольф (Wolf, 1968) и другие исследователи.

В пользу гипотезы о связи разновозрастных магматогенных образований, слагающих жильное месторождение, с несколькими глубинными очагами можно привести ряд доводов. Некоторые из них перечислены ниже, причем, упор преднамеренно сделан на доводы чисто геологического характера, так как их легче проверить на фактическом материале.

1. *Резкое различие в составе смежных парагенезисов.* Описанные в начале статьи кварц-турмалиновый, касситерит-кварцевый, кварц-хлоритовый и марматит-пирротинный парагенезисы, входящие в состав изученных нами касситерит-сульфидных месторождений, резко отличаются между собой по содержанию своих главных компонентов, за исключением кварца. Касситерит в марматит-пирротинном парагенезисе мы наблюдали только как продукт гипогенного разложения станнина. Для касситерит-сульфидных месторождений Кавалеровского района Приморья также «характерным является выделение почти всей массы касситерита в I стадию, отличающуюся полным отсутствием сульфидов» (Дубровский и др., 1968). Есть основания полагать, что основным источником олова для станнина в сульфидном парагенезисе служил не магматический очаг, а ранее отложенный касситерит. Это мнение высказывалось почти всеми, кто изучал минералогию касситерит-сульфидных месторождений.

Касситерит не встречается в заметном количестве и в жилах, сложенных кварц-турмалиновым парагенезисом, если эти жилы лишены признаков повторного дробления и наложения иной минерализации. Наоборот, в касситерит-кварцевом парагенезисе турмалин или вообще отсутствует, или содержится в качестве примеси. Причем, по мнению ряда геологов (Радкевич и др., 1967), турмалин, который в небольшом количестве входит в касситерит-кварцевый и сульфидный парагенезисы, образовался при перетолжении ранней генерации этого минерала. Ф. Тэрнор (1964), много лет изучавший оловорудные месторождения Боливии, пришел к выводу, что теории, предусматривающие совместное отложение касситерита и турмалина, следует считать легковесными, поскольку упомянутые минералы в пределах рудных районов Боливии не так уж тесно ассоциируют друг с другом. По мнению И. А. Преображенского, поддержанному Р. М. Константиновым (1965), в рудных районах Забайкалья кварц-турмалиновая минерализация вообще связана с

самостоятельными, независимыми от других типов минерализации магматическими источниками.

Когда два парагенезиса существенно отличаются между собой по основным элементам, входящим в их состав, то они, как правило, обнаруживают значительные различия и по элементам-примесям при условии, что сравнивается весь комплекс последних. Вывод о генетической связи двух парагенезисов на том основании, что в каждом из них содержится в качестве примеси один и тот же элемент, является, на наш взгляд, неправомерным. Ведь вхождение элементов-примесей в тот или иной парагенезис определяется не только составом магматогенного очага, а целым рядом причин: наличием определенного минерала-«хозяина» (достаточно, скажем, иметь в парагенезисе сфалерит и почти всегда можно гарантировать присутствие кадмия); металлогенической специализацией районов (например, в оловорудных районах олово является обычным элементом-примесью всех парагенезисов независимо от их возраста); геохимическими особенностями вмещающих пород (ведь восходящие растворы, имевшие различный источник, могли выщелачивать по пути из одной и той же пачки пород определенный элемент, который затем входил в продукты их кристаллизации) и т. д.

2. *Необязательность сонахождения парагенезисов. Исчезновение промежуточных парагенезисов.* Сонахождение парагенезисов можно рассматривать как своего рода случайное явление. Так, например, в пределах изученного автором рудного района они встречаются в любых простых комбинациях (кварц-турмалиновый+марматит-пирротиновый; кварц-турмалиновый+касситерит-кварцевый; касситерит-кварцевый+марматит-пирротиновый) или, что наблюдается гораздо чаще, в виде одностадийных образований. Конечно, в подобных случаях они значительно уступают месторождениям по масштабу проявления одинаковых парагенезисов, что вполне понятно: ведь месторождения в тектоническом отношении представляют наиболее благоприятные для гидротермального минералообразования участки.

Во многих металлогенических областях можно составить своеобразный ряд из рудных проявлений, представляющих простые комбинации двух-трех совмещенных парагенезисов различного состава и возраста. При хорошей геологической изученности территории в подобный ряд войдут все известные здесь минеральные парагенезисы. В результате именно таких построений некоторые геологи (Сафонов, 1967; Сергеев, 1967) приходят к поспешному выводу о том, что все рудные месторождения и рудопроявления на изучавшихся ими металлогенических площадях связаны общностью очага.

В оловорудных районах турмалиновые и сульфидные проявления, не содержащие касситерита, имеются в гораздо большем количестве, чем касситеритоносные (Тихомиров, Рудакова, 1963; Шахов, 1964; Куршакова, 1964; Радкевич и др., 1967). Они не представляют в настоящее время промышленной ценности и, видимо, поэтому часто ускользают от внимания исследователей.

Нужно сказать, что изучение безрудных жил при металлогенических исследованиях вообще проводится очень поверхностно. Формационный анализ эндогенной минерализации района сводится обычно к сопоставлению рудных месторождений, которые, как писал Н. П. Херасков, «являются образованиями в большей или меньшей степени необычными — некоторым отклонением от нормы». Совершенно очевидно, что «часть очень важных закономерностей, относящихся к необычным телам, не может быть выяснена до того, как будет достигнут какой-то уровень знаний об их обычном окружении» (Херасков, 1967, стр. 178).

3. *Необязательность очередности образования парагенезисов,* которая принята «пульсационной» гидротермальной теорией. Согласно взгля-

дам А. В. Королева (1949), которые разделяются многими геологами, порядок выделения парагенезисов в едином гидротермальном процессе таков: 1) безводные силикаты, 2) водные силикаты, 3) окислы и вольфраматы, 4) сложные карбонаты, 5) главная масса кварца, 6) ранние сульфиды, 7) барит и флюорит, 8) поздние сульфиды. Однако наши данные (см. табл. 1) показывают, что в жилах Яно-Борулахского района очередность образования парагенезисов совсем иная. Можно привести многочисленные примеры, подтверждающие третий довод.

Так, на всех касситерит-сульфидных месторождениях Тихоокеанского пояса основной сульфидный парагенезис образовался не позже, чем карбонатный, а раньше (Томсон, Константинов, 1961). На многих месторождениях хлоритового типа касситерит-силикатно-сульфидной формации хлоритовая ассоциация (силикатная) образовалась позже касситерит-кварцевой (окисной). В рудном поле Клаймекс (В. И. Смирнов, 1969) и Щербаковском рудном поле Приморья (Радкевич, Томсон, 1959) мусковит-топазовая минерализация накладывается на сульфидную. Н. И. Тихомиров и Ж. Н. Рудакова (1963) считают, что в месторождениях Забайкалья основная масса турмалина выделилась после касситерита.

Данные примеры, список которых легко можно было бы продолжить, показывают, что случаи принципиального нарушения единого порядка образования парагенезисов являются вполне обычными. Если связывать все парагенезисы жильного месторождения с одним магматическим источником, то попытки установить какие-либо общие закономерности физико-химической эволюции таких источников, опираясь на порядок выделения минеральных парагенезисов, заранее обречены на неудачу. Нам представляется более логичным искать в этом порядке отражение процессов тектоно-магматического развития всей металлогенической области, в которой расположено изучаемое месторождение. С этой позиции становится понятной причина сохранения порядка выделения парагенезисов на месторождениях одной металлогенической территории.

4. *Концентрически зональное размещение разновозрастных парагенезисов* относительно некоторых геологических центров, вытекающее из гипотезы о едином закономерно эволюционирующем очаге, как правило, не наблюдается. Об этом, в частности, свидетельствуют приведенные в первой части статьи данные о пространственном распределении отдельных парагенезисов на территории Яно-Борулахского района.

5. *Гидротермальные парагенезисы нередко разделяются внедрением магматических расплавов.* Составы образующихся при этом интрузивных пород обычно не обнаруживают переходной связи с составами опережающих их во времени и последующих гидротермальных парагенезисов. Наши данные (см. табл. 1) подтверждают этот довод. Сведений подобного рода в геологической литературе накоплено множество.

6. *Значительное расхождение между величиной интервала времени, требующегося для создания месторождения, которая определена геологическими методами, с одной стороны, и по данным теплофизических расчетов,— с другой.* Оказалось, например, что якутские оловорудные месторождения отличаются по абсолютному возрасту от гранитоидных массивов, с которыми их генетически связывали на 15—25 и более миллионов лет. В частности, образование Эге-Хайского месторождения заняло свыше 40 млн. лет, а на месторождении Улахан-Эгелях внедрение магматических расплавов (дайки диабазовых порфириров) происходило почти через 50 млн. лет после раскristаллизации биотитовых гранитов Арга-Ыннах-Хайского массива, к которому это месторождение приурочено (см. табл. 2).

Эти данные не соответствуют теплофизическим. При расчетах времени полного затвердевания интрузивов, отвечающих по форме бесконеч-

ной плите мощностью 5 км, Ю. Б. Мариным (1967) были получены следующие цифры: для гранодиоритов—1,4 млн. лет, для нормальных биотитовых гранитов—0,9 млн. лет, для аляскитов—0,6 млн. лет. К сходным результатам пришли и другие исследователи, пытавшиеся с помощью теплофизических расчетов оценить длительность остывания магматических тел на разных уровнях (Larsen, 1945; Казанли, 1952).

По мнению В. Н. Котляра (1966, стр. 52), «продолжительность послемагматических процессов оценивается следующими величинами: 1—2 млн. лет для среднеглубинных условий (4—2 км) и крупных батолитических масс; тысячи, сотни тысяч лет и меньше для приповерхностных условий (от 2 км до поверхности)».

Несоответствие между длительностью формирования месторождений, которая определена, с одной стороны, методами абсолютного датирования, а с другой,—теплофизическими расчетами, устранится сразу же, как только мы свяжем разновозрастные парагенезисы не с одним, а с несколькими магматическими источниками.

7. Экспериментальные данные, подтверждающие саму возможность процесса кристаллизации силикатного расплава с дифференцированным отщеплением резко различных по составу гидротермальных продуктов отсутствуют.

Таким образом, все вышеизложенное позволяет нам заключить, что гипотеза о нескольких магматических источниках, принимавших участие в формировании разновозрастных парагенезисов жильного месторождения, обладает рядом достоинств и имеет не меньшее право на существование, чем гипотеза о едином очаге.

Принцип унаследованности в тектонике и жильные месторождения

Теоретическим основанием для гипотезы о нескольких рудогенерирующих очагах служат принцип унаследованности в тектонике и его важнейшее следствие—концепция долгоживущих глубинных разломов. Введенный Н. С. Шатским принцип унаследованности в тектонике заключается в том, что при возобновлении тектонической деятельности происходит наследование тектонического плана, тектонических форм и тектонических движений, ранее имевших место в данном участке земной коры (Пейве, 1956б).

Многочисленное приоткрывание одних и тех же трещин и заполнение их минеральным веществом различного состава является наиболее известной, визуально наблюдаемой, но, пожалуй, и наиболее частной формой проявления данного принципа. В более общем виде он выражается в существовании глубинных разломов, которые активно проявляют себя на всем пути эволюции складчатой области.

Отличаясь большой длительностью развития, глубинные разломы играют исключительную роль в зарождении и размещении магматических и гидротермальных образований (Пейве, 1956а; В. А. Кузнецов, 1958; 1963; Ю. А. Кузнецов, 1964; Матвеевко, Шаталов, 1958). Именно в пределах глубинных разломов возникают прежде всего очаги магматизма, в том числе гранитного (Ю. А. Кузнецов, Яншин, 1967). Поскольку, с одной стороны, магматизм проявляется в истории складчатой области многократно и очаги его возникают в зависимости от этапа развития складчатой области на различных уровнях глубинности, а, с другой стороны, очаги магнеобразования приурочены к глубинным разломам, становится совершенно очевидным, что в пределах отдельно взятого глубинного разлома магматические и рудогенерирующие источники могли появляться неоднократно и на различной глубине.

Наиболее активными в этом отношении участками глубинных разломов являются места их сочленения и пересечения. Большинство глубинных разломов обладает крутым падением, поэтому их активные части должны иметь форму почти вертикальных колонн. Ширина таких колонн в верхней части должна быть больше, чем в нижней, так как крутые разломы с глубиной сужаются в соответствии с общим характером изменения в этом направлении сколовых разрывных нарушений. Если магматические источники возникали внутри отдельных разломов в разное время и на различной глубине, то вполне естественно, что они оказывались, в конце концов, эшелонированными по вертикали.

Различают глубинные разломы нескольких порядков в зависимости от их протяженности и роли в тектоническом строении того или иного участка земной коры (Пейве, 1956а; Томсон, 1964). Однако длительность и унаследованность развития, а также активная роль в распределении магм и гидротерм присущи зонам глубинных разломов любого порядка. Для размещения конкретных рудных полей и месторождений особенно важны глубинные разломы низших порядков и прежде всего скрытые глубинные разломы, проявляющиеся на местности в виде зон повышенной трещиноватости, поясов даек и гидротермальных образований (Томсон, 1964).

Выясняя генетическую природу того или иного жильного месторождения, необходимо иметь в виду, что независимо от времени зарождения, состава и количества магматических очагов, имевших место в данном участке земной коры, продукты этих очагов поступали в верхний структурный ярус по одним и тем же довольно узким каналам. Возможность совмещения возникавших при этом интрузивных и гидротермальных тел была заложена уже в самой общности путей миграции магм и гидротерм. Общая морфология благоприятного для проникновения магм и гидротерм участка земной коры находит свое отражение в соответствующем пространственном сочетании жильообразных интрузивных и гидротермальных тел, которое естественно приобретает в большинстве случаев форму своеобразных «пучков». Идея о рудно-магматических «пучках» плодотворно разрабатывается сейчас П. Ф. Иванкиным (1961).

Формально-конструктивный прием формационного анализа многостадийных жильных месторождений

Пока не будет создана общепринятая теория генезиса многостадийных месторождений, подход к таким месторождениям при их формационном анализе должен, по нашему мнению, осуществляться с формальных позиций. Каждый из выделенных на месторождении разновозрастных гидротермальных парагенезисов и каждую группу магматических пород нужно рассматривать в качестве самостоятельных, а формационный анализ рудной минерализации проводить не на уровне месторождений, а на уровне минеральных парагенезисов.

Это не означает, что автор связывает образование каждого парагенезиса с самостоятельным магматическим источником. При использовании предлагаемого методического приема вопрос о связи остается открытым и представляет собой предмет специального исследования. Связаны ли разновозрастные парагенезисы жильного месторождения с одним или несколькими очагами, с очагами какого именно типа и возраста следует их связывать, можно решить после кропотливого анализа данных по сопоставлению состава, возрастного положения и особенностей размещения гидротермальных парагенезисов и магматических проявлений на изучаемой территории.

Жильное месторождение фактически представляет собой совокупность самостоятельных минеральных парагенезисов, имеющих различный состав и возраст и, возможно, также различные магматические источники. Информация о количестве парагенезисов, входящих в состав жильных месторождений, их возрастном положении и соотношении с магматическими породами имеет, по мнению автора, важное значение при формационном анализе таких месторождений. Эта информация обычно утрачивается в ходе анализа. Наш прием позволяет ее учесть без ущерба для генетических представлений исследователя. В этом и заключается главная цель и основное достоинство предлагаемого методического приема. В качестве основы анализа целесообразно использовать общую для исследуемого района схему возрастной последовательности магматогенных проявлений (см. табл. 1) — итог изучения всех его интрузивных тел, рудных и безрудных жил. При составлении такой схемы приходится делать следующие допущения.

1. Гидротермальная и магматическая деятельность проявляется в различные периоды развития рудного района, и в этом смысле она непрерывна. Вместе с тем она распадается на ряд самостоятельных и достаточно кратковременных процессов минералообразования, т. е. в то же время она дискретна.

2. В пределах рудного района каждый процесс магматогенного минералообразования проявляется достаточно широко, сохраняя при этом свои характерные черты.

3. Зоны глубинных разломов и особенно участки их сочленения создают наиболее благоприятные условия для многократного проявления магматической и гидротермальной деятельности.

4. В пределах зон глубинных разломов могут (должны) совмещаться разновозрастные магматические и гидротермальные образования. Причем совмещение не является доказательством возникновения последних из одного очага.

5. Любому магматогенному проявлению, обнаруженному вне зон глубинных разломов, как правило, может быть найден аналог в активных участках глубинных разломов.

6. Принципиально сходные по составу парагенезисы считаются синхронными, если нет прямых или косвенных признаков их разновозрастности. Имея подобную схему, можно легко сопоставить различные рудные месторождения района и определить их формационную принадлежность.

Как указывалось выше, анализ производится с формальных позиций: каждый гидротермальный парагенезис и каждая группа магматических пород, участвующие в геологическом строении месторождения, условно рассматриваются как независимые в генетическом отношении. При этом каждое месторождение изображается в виде своеобразной конструкции (колонки) разновозрастных магматогенных проявлений. Предлагаемый прием формационного анализа, который будет уместно назвать формально-конструктивным, в конечном счете, сводится к сопоставлению таких колонок. С несколько иных позиций сравнение рудных месторождений на уровне парагенетических минеральных ассоциаций неоднократно проводилось и прежде (Щеглов, 1960; Константинов, 1965).

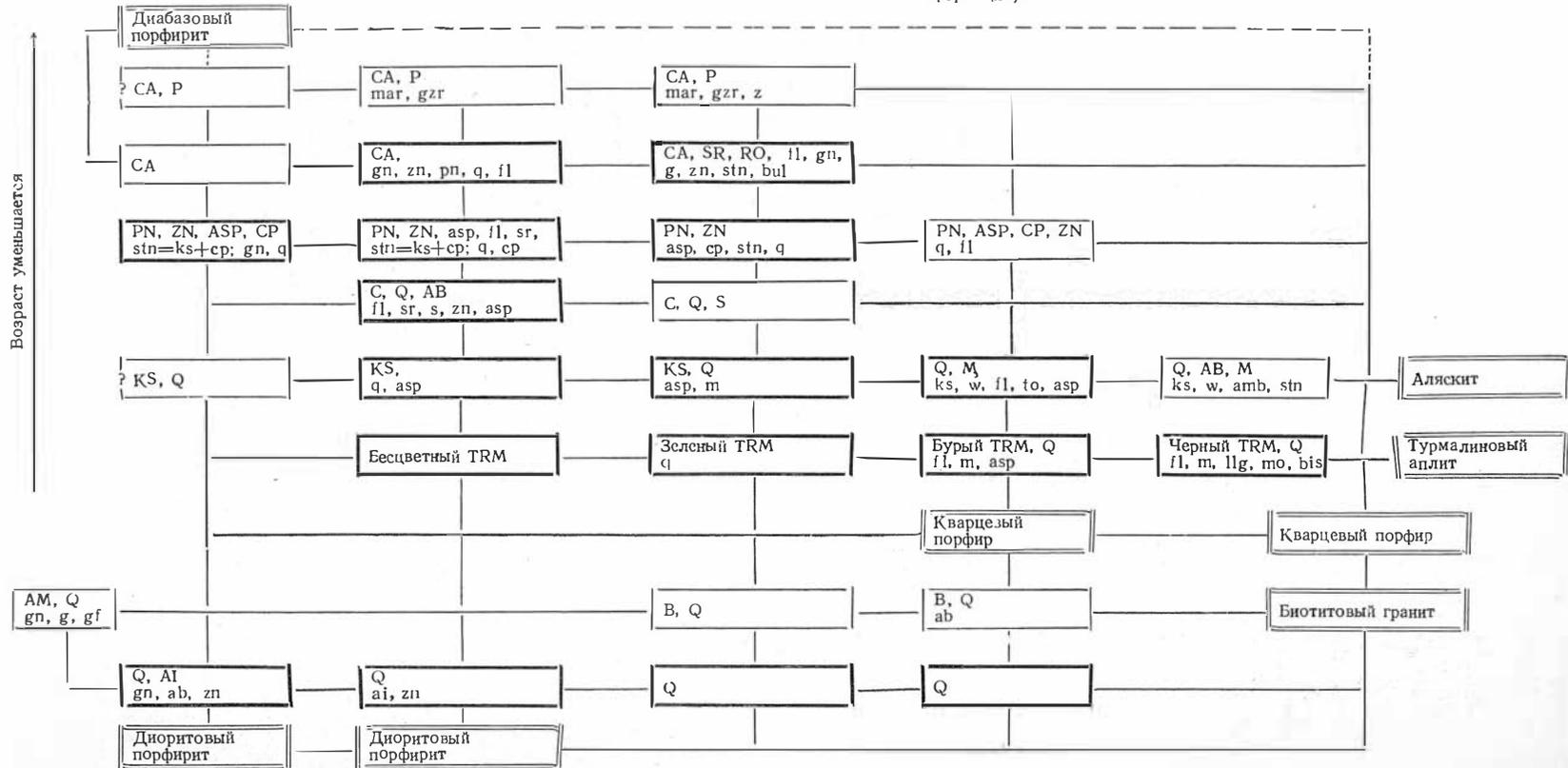
Пример практического применения предлагаемого приема формационного анализа показан в табл. 3, где сопоставляются представители главных оловорудных формаций Яно-Борулахского района. Краткое описание этих формаций было дано автором раньше (Иванов, 1969). Рассматриваемая схема возрастной последовательности магматогенных проявлений района может служить также основой для выделения рядов рудных формаций.

Улахан-Эгелях (оловосульфидная формация с вторичным касситеритом)

Эге-Хайское
жила Главная (касситерит-сульфидная совмещенная формация)

Кигилях (касситерит-вольфрамит-кварцевая формация)

Кестер (формация редкометалло- и оловоносных аляскинтов)



Примечание. 1. Прописными буквами показаны главные минералы, строчными — второстепенные. 2. AB — альбит, AMB — амблигонит, AM — амфибол, AI — анкерит, B — биотит, BIS — висмут, BUL — булаажерит, W — вольфрамит, GN — галенит, GZR — гизингерит, G — гранат, GF — графит, CA — кальцит, KS — касситерит, Q — кварц, LLG — леллингит, MAR — марказит, MO — малибденит, M — мусковит, P — пирит, PN — пирротин, RO — родохрозит, S — серицит, SR — сидерит, STN — станнин, ZN — сфалерит, TO — топаз, TRM — турмалин, FL — флюорит, CP — халькопирит, C — хлорит, Z — цеолит, ASP — арсенопирит.

——— главные ассоциации
 - - - - - второстепенные ассоциации
 = = = = = интрузивные породы

О содержании некоторых понятий формационного анализа жильных месторождений

Содержание отдельных понятий формационного анализа и их соотношение было всесторонне рассмотрено В. А. Кузнецовым (1966). Разделяя взгляды В. А. Кузнецова (1966) и Р. М. Константинова (1965) на содержание большинства терминов, мы вынуждены все-таки внести некоторые изменения, что вызвано в данном случае специфичностью методического подхода к объектам изучения. Подчеркнем, что все предлагаемые формулировки применимы лишь к многостадийным жильным месторождениям.

Под рудной формацией можно понимать многократно повторяющуюся, устойчивую совокупность минеральных парагенезисов, имеющую промышленную ценность. Это определение по смыслу практически тождественно первой части формулировки понятия «рудная формация», данной В. А. Кузнецовым и Р. М. Константиновым. Предполагается, что к одной рудной формации может быть отнесено как все месторождение целиком, так и крупная его часть. Минимально необходимый объем минерального вещества, удовлетворяющий рассматриваемому понятию, а также допустимые пределы изменения количественного соотношения парагенезисов внутри конкретной совокупности (границы устойчивости) могут быть заранее оговорены. Подобный подход к выделению рудных формаций будет благоприятствовать использованию при формационном анализе методов математической статистики и ЭВМ.

Простой рудной формацией можно называть такую совокупность минеральных парагенезисов, в которой лишь один парагенезис (главный по ценности) представляет промышленный интерес, а все другие (второстепенные) не влияют ни на ценность руд, ни на их технологические свойства. Примерами простых рудных формаций являются: касситерит-кварцевая, кварц-молибденовая, золото-кварцевая, галенит-сфалеритовая, флюоритовая, ртутная (киноварная) и т. д.

Сложной рудной формацией можно называть такую рудную формацию, в которой промышленную ценность имеют два и более парагенезисов, или в которой второстепенные парагенезисы существенно влияют на технологические свойства руд. К сложным рудным формациям можно отнести: касситерит-сульфидную, касситерит-силикатную, молибденит-полиметаллическую, вольфрамит-сульфидную, золото-сульфидную и другие. По всей вероятности, набор простых рудных формаций будет меньше, чем сложных, так как последние представляют собой различные комбинации первых. Зато объекты, принадлежащие к простым формациям, должны чаще встречаться. В мелких месторождениях и рудопроявлениях, которых значительно больше, чем крупных, обычно резко преобладает один парагенезис. Поэтому они будут, как правило, относиться к простым формациям. Крупные месторождения фиксируют участки, особенно благоприятные для отложения минералов всех парагенезисов (как главных, так и второстепенных). Можно ожидать, следовательно, что крупные месторождения будут, скорее всего, принадлежать к сложным формациям. Ранее к аналогичному выводу пришел Р. М. Константинов (1966). Граница между некоторыми простыми и сложными формациями является в известной мере условной, но субъективизма здесь можно избежать. Задача о границе в данном случае поддается количественному решению.

При металлогеническом изучении рудных районов целесообразно выделять ряды рудных формаций. Рядами рудных формаций можно называть такие совокупности рудных формаций, которые харак-

теризуются направленным изменением количества, соотношения и состава минеральных парагенезисов.

Вслед за Р. М. Константиновым (1965, 1966) мы различаем горизонтальные и вертикальные ряды рудных формаций. *Горизонтальным* можно называть ряд, где переход одной формации в другую осуществляется путем изменения состава главного (определяющего формацию) минерального парагенезиса или такой ряд, в котором при устойчивом главном парагенезисе происходит существенное изменение числа, состава и количественного соотношения второстепенных парагенезисов. В Яно-Борулахском районе, например, к единому горизонтальному ряду принадлежат такие оловорудные формации, как касситерит-(силькатно)-кварцевая и касситерит-сульфидная совмещенная.

Под *вертикальньм* рядом можно подразумевать ряд рудных формаций, в котором переход происходит путем замены одного главного парагенезиса другим, имеющим иной относительный возраст. В нашем районе к такому ряду будут принадлежать касситерит-сульфидная совмещенная формация и олово-сульфидная формация с вторичным касситеритом.

ЛИТЕРАТУРА

- Бегехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.
- Дубровский В. Н., Кизай И. Н., Николаев М. М. Об одной гипотезе генезиса сульфидно-касситеритовых месторождений Кавалеровского района. — Сов. геология, 1968, № 3.
- Ефременко Л. Я. Характерные ассоциации акцессорных минералов в интрузивных породах Яно-Борулахского междуречья. — Ученые записки ЦНИИОлово, 1967, № 3.
- Ефременко Э. А., Рыльник В. М. Структурное положение мезозойских магматических пород Яно-Борулахского междуречья. — Ученые записки ЦНИИОлово, 1967, № 3.
- Иванкин П. Ф. Проблема пучков малых интрузий и гидротермальных струй. — Докл. АН СССР, 1961, 134, № 4.
- Иванов О. П. Жильные карбонаты Яно-Борулахского междуречья. — Ученые записки ЦНИИОлово, 1967, № 3.
- Казанли Д. Н. Температурные поля интрузивных тел и их роль в контактовом и рудном минералообразовании. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1952, вып. 12 (№ 115).
- Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях. — В сб. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.
- Константинов Р. М. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных исследованиях (на примере Восточного Забайкалья). — В сб. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. — Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 1.
- Котляр В. Н. О длительности формирования послемагматических месторождений разной глубинности. — В сб. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения рудных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. — В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. — Труды ИГиГ СО АН СССР, 1963, вып. 13.
- Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. — В сб. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Кузнецов Ю. А., Янишин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. — Геол. и геофиз., 1967, № 10.
- Куришакова Л. Д. Типы и особенности размещения турмалиновой и аксинитовой минерализации Дальнего Востока. — В сб. «Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса». Изд-во «Наука», 1964.
- Марин Ю. Б. Особенности становления гранитоидных интрузий малых глубин (на примере гранитоидных массивов Казахстана). — Записки Всес. мин.об-ва, 1967, № 3.
- Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрыв-

- ные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Некрасов И. Я.* О причине возникновения пульсационной зональности в оловорудных месторождениях Северо-Восточной Якутии. — В сб. «Проблемы постмагматического рудообразования». Прага, 1963.
- Некрасов И. Я.* О значении фактора глубинности в образовании эндогенных месторождений. — В сб. «Доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблемы генезиса руд». Изд-во «Недра», 1964.
- Некрасов И. Я.* Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. Изд-во «Наука», 1966.
- Некрасов И. Я., Ненашев Н. И.* О возрасте оловянного оруденения Северо-Восточной Якутии. — В сб. «Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения (по данным 1964 г.)». Изд-во «Наука», 1966.
- Ненашев Н. И.* Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. Изд-во «Наука», 1965.
- Падалка Г. Л.* О геологическом строении Северо-Восточной Якутии в связи с металлоносностью. — Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 5, 6.
- Пейве А. В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956а, № 1.
- Пейве А. В.* Принципы унаследованности в тектонике. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956б, № 6.
- Петровская Н. В.* О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных минеральных образований. — Записки Всес. мин. об-ва, 1956, № 3.
- Петровская Н. В.* О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. — Геол. рудн. месторожд., 1965, № 1.
- Петровская Н. В.* О формациях золотых руд Узбекистана. — Геол. рудн. месторожд., 1968, № 3.
- Радкевич Е. А., Томсон И. Н.* Наложение слюдисто-флюорит-топазовой минерализации на сульфидную минерализацию в Щербаковском рудном поле. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.
- Радкевич Е. А., Коростелев П. Г., Кокорин А. М., Рябов В. К., Степанова М. В. и др.* Минерализованные зоны Комсомольского района. Изд-во «Наука», 1967.
- Сафонов Ю. Г.* О стадийности формирования эндогенных месторождений Южного Карамазара. — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 2.
- Сергеев А. Д.* О связи свинцово-цинкового, вольфрамового и редкометального оруденения в Приаргунье. — В сб. «Вопросы рудоносности Восточного Забайкалья». Изд-во «Недра», 1967.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1969.
- Смирнов С. С., Дубовик М. М., Епифанов П. П., Муромцев А. И., Розенцвит*
- А. О.* Минералогический очерк Яно-Адычанского района. — Труды ГИН АН СССР, мин. серия (9), 1941, вып. 46.
- Тихомиров Н. И., Рудакова Ж. Н.* Время выделения турмалина в ходе формирования некоторых оловорудных месторождений Забайкалья. — Записки Всес. мин. об-ва, 1963, № 3.
- Томсон И. Н.* Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения. — В сб. «Литологические и структурные факторы размещения оруденения» в рудных районах. Изд-во «Недра», 1964.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М.* О соотношениях между рудными формациями на примерах некоторых районов Тихоокеанского рудного пояса. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 4.
- Тернор Ф.* Сравнительная характеристика рудных месторождений Центральной Боливии. — В сб. «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 2. Изд-во «Мир», 1964.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г., Баскина В. А., Волчанская И. К., Дежин Ю. П., Кравцов В. С., Фрих-Хар Д. И.* Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. Изд-во «Недра», 1969.
- Флеров Б. Л.* Типы месторождений олова Якутии, их связь с интрузивными комплексами и особенности распределения. — Труды Якутск. фил. СО АН СССР, 1962, вып. 14.
- Флеров Б. Л., Яковлев Я. В.* Гипогенная минерализация и зональность оруденения Эге-Хайского месторождения. — В сб. «Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии». Изд-во «Наука», 1965.
- Херасков Н. П.* Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. — В кн. «Тектоника и формации». Изд-во «Наука», 1967.
- Чайковский В. К.* Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, 1960.
- Шахов Ф. Н.* Геология жильных месторождений. Изд-во «Наука», 1964.
- Щеглов А. Д.* О сравнительном изучении рудных месторождений при металлогенетических исследованиях. — Геол. рудных месторожд., 1960, № 4.
- Larsen E. S.* Time required for the crystallization of the Great batholith of Southern and Lower California. — Amer. J. Sci., 1945, 243-A.
- Schneider-Scherbina A.* Über metallogenetische Epochen Boliviens und hybriden Charakter der sogenannten Zinn-Silber-Formation. — Geol. Jb. (BDR), 1962, 81.
- Schneider-Scherbina A.* Time-space paragenetic sequences in the hypogene ore deposits of Bolivia. — Symposium: «Problems of postmagmatic ore deposition». v. 2. Prague, 1965.
- Wolf M.* Die bolivianischen Zinnlagerstätten und einige neue Aspekte Ihrer genetischen Deutung. — Bergakademie, 1968; N 6.

О ТРЕХСТАДИЙНОМ ОБРАЗОВАНИИ ОЛОВОНОСНЫХ ЖИЛ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАНДЫЧАН

(Северо-Восток СССР)

Л. В. Фирсов

Оловорудное месторождение Кандычан — одно из многочисленных на Северо-Востоке СССР — привлекает к себе внимание наличием в жилах трех резко различных и последовательных по времени парагенетических групп минералов и их поясово-зональным размещением. Эти особенности в той или иной степени свойственны многим оловоносным жилам, в данном случае они выражены особенно отчетливо. Изучение руды Кандычана приводит к выводу, что формирование жил происходило стадийно, из раствора, изначально содержавшего все или почти все рудогенные компоненты. Последовательность кристаллизации минералов сопоставляется с порядком участвовавших в рудном процессе анионов и катионов по величине ионных потенциалов. Руды Кандычана по составу могут быть отнесены к типу, промежуточному между касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формациями.

Геологическое положение и возраст месторождений Кандычан

Месторождение расположено во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в 115 км севернее г. Магадана. Основание геологического разреза составляет флишеидная толща, относимая по немногочисленным находкам фауны к верхнему триасу, лейасу, отчасти к средней юре. В ее верхней части содержатся пласты туфогенных песчаников и диабазовых порфиритов. Породы смяты в складки широтного и северо-западного простирания и несогласно перекрыты эффузивами мелового возраста.

Свита эффузивных пород — кандычанская — залегает почти горизонтально, со слабым падением к юго-востоку. В районе месторождения ее основание находится на уровне тальвега руч. Кандычан, в верховьях которого и расположено само рудное поле. Здесь распространены главным образом светло-серые с зеленоватым оттенком липариты с фельзитовой, гранофировой или витрофировой основной массой. Вторичные изменения в липаритах (преимущественно хлоритизация) особенно выражены в контактах с рудными жилами, однако и в пределах всего рудного поля породы также более или менее изменены. В составе кандычанской свиты, относимой к нижнему мелу, заметную роль играют также андезиты и их туфы, но в пределах рудного поля они не встречаются.

Восточнее долины руч. Кандычан обнажаются песчаники и разногалецные конгломераты арманской свиты мощностью до 1500 м, содержащие обильные остатки сеноман-туронской флоры (Устиев, Сперанская, 1949; Ефимова, 1959). Свита имеет грубопластовое сложение. Конгломераты состоят из гальки пород, распространенных в соседних районах: верхнепермских и триасово-юрских алевролитов и сланцев, верхнеюрских-нижнемеловых эффузивов палеотипного облика, нижнемеловых гранитоидов и кварца из гидротермальных жил домелового возраста.

Галька гранитоидов встречается редко (Устиев, Сперанская, 1949). В одном из конгломератовых пластов автором был найден валунчик жильного кварца с хлоритом и сульфидами, напоминающий по составу и структуре обломок оловоносной жилы Кандычана, но эта находка единична.

Таким образом, по геологическим данным возраст месторождения не древнее раннего мела и, скорее всего, является позднемеловым.

Для большого числа месторождений Северо-Востока определен именно позднемеловой возраст оловянного и оловянно-вольфрамового оруденения (85—90 млн. лет; Фирсов, 1961, 1962, 1965—1967). Некоторые месторождения образовались раньше (около 100 млн. лет) или позднее (около 75 млн. лет), но в общем в рубежах позднего мела.

Этому соответствует калий-аргоновая датировка сильно хлоритизированного липарита из околожильной зоны Кандычана (определение автора, проба 590: $K_2O = 4,52\%$, Ar^{40} радиогенный $= 2,15 \cdot 10^{-8}$ г/г, возраст — 79 млн. лет). В данном случае датируется именно изменение липарита, обязанное рудоносным растворам: в хлоритизированной породе рассеяны зерна касситерита.

Положение и минеральный состав оловоносных жил

В рудном поле разведано более 10 параллельных жил с промышленным содержанием олова. Жилы выполняют трещины скола в липаритах и как будто не проходят в подстилающую флишоидную толщу. Они имеют северо-восточное простирание и падают под углом 60—70° к северо-западу. Их мощность изменяется от 5 см до 2 м, часто они линзовидны, некоторые из них распадаются на тонкие прожилки или сменяются зонами прожилков шириной 0,5—5 м. Наиболее значительны только две жилы: № 1 — прослежена по простиранию на 200 м и по падению на 130 м, мощность ее от 0,1 до 1,5 см (в среднем около 0,6 м), содержание олова достаточно высокое, но неравномерное; № 2 — прослежена по простиранию на 250 м, близ поверхности распадаются в пачку тонких прожилков с промышленной концентрацией олова.

Все рудные тела Кандычана представляют собой исключительно жилы выполнения. В контактах с ними липариты сильно хлоритизированы, ширина околожильных зон измененных пород — от 5 см до 1 м и более. В местах распада жил в пачки тонких прожилков текстура руды часто имеет сетчатый или псевдобрекчиевый (брекчиевидный) характер, а гидротермальные изменения охватывают значительные объемы пород и выражены особенно интенсивно.

В жилах обнаружено более 20 минералов, не считая вторичных. По взаимоотношениям, последовательности кристаллизации и размещению их можно разделить на три группы.

I. Рутил, ильменит, касситерит, кварц, хлорит.

II. Арсенопирит, пирротин, пирит, станнин, сфалерит, халькопирит, галенит, поздний пирит, марказит.

III. Сидерит, кальцит, флюорит.

Отложение всех минералов происходило в одних и тех же трещинах, но в разных количественных соотношениях, состав руд изменчив по простиранию и в глубину, однако в целом жилы мало отличаются друг от друга. В среднем для всей системы жил распространенность минералов следующая (с учетом состава штуфов и технологических проб; в %):

Минералы I группы — 72,55, в том числе рутил — 0,1, ильменит — 0,05, касситерит — 2,4, кварц — 62,2, хлориты — 7,8.

Минералы II группы — 20,02, в том числе: арсенопирит — 5,2, пирротин — 0,2, станнин — 0,02, сфалерит — 3,5, халькопирит — 1,0, галенит — 0,4, пирит — 7,0, марказит — 2,7.

Минералы III группы — 7,25, в том числе: сидерит — 4,8, кальцит — 2,4, флюорит — 0,05.

Таким образом, на долю минералов I и II групп в сумме приходится более 90% жильного вещества по объему. В частных случаях минимальные и максимальные концентрации минералов отличаются в 3—4 раза от средних для всей жильной системы.

Наряду с жилами, сложенными минералами всех трех групп вместе, довольно часто встречаются прожилки, состоящие из минералов какой-либо одной группы. Среди них обычны касситерит-хлорит-кварцевые, менее распространены карбонатные, довольно редки сульфидные и единичны флюоритовые прожилки.

Минералы I группы

I группа объединяет минералы собственно оловоносных жил и прожилков — исключительно кислородные соединения.

Рутил имеет игольчатый и длиннопризматический габитус, рассеян в кварце и хлорите, часто образует радиально-лучистые сростки, присутствует постоянно, но в небольших количествах. Рутил кристаллизовался ранее кварца и хлорита и, возможно, раньше касситерита (единичные включения в касситерите).

Ильменит образует изометричные ангедральные зерна микроскопического размера в кварце и хлорите, иногда замещает рутил, в контактах с касситеритом не наблюдался (но в кристаллах касситерита есть не определенные рудные включения). Ильменит (возможно, титаномагнетит) обычен в хлоритизированных липаритах в околожильных зонах, где находится в сростании с хлоритом.

Касситерит образует кристаллы призматической, копьевидной и игольчатой формы, кристаллические сростки и ангедральные зерна размером от 0,001 до 1,5 мм. По данным Л. Л. Шилина распределение касситерита по классам крупности следующее: мельче 0,1 мм — 47%, 0,1—0,2 мм — 16,7%, 0,2—0,41 мм — 21,1%, 0,41—0,83 мм — 11,1%, 0,83—1,65 мм — 4,1%. Согласно определениям М. Н. Аликиной, в руде из жилы № 1 кристаллы и зерна касситерита мельче 0,1 мм составляли 48%, 0,1—0,5 мм — 38%, крупнее 0,5 мм — 14%.

Кристаллы касситерита располагаются в кварце, в контактах кварца с хлоритом и в хлорите; его сростки с сульфидами редки и, по-видимому, случайны. До 5% касситерита локализовано в центральных зонах кристаллов кварца, около 10% — в периферических зонах кристаллов кварца, 60% — в контактах кварца с хлоритом и 25% — в хлорите. Зерна касситерита обнаружены, как говорилось выше, также и в хлоритизированных липаритах. В жилах наиболее богатыми являются приальбандовые пояса (до 80% всего касситерита).

В составе касситерита обнаружены следующие компоненты (в %)¹: SnO₂ 97,05; SiO₂ 0,40; TiO₂ 0,16; Al₂O₃ 0,70; Fe₂O₃ 0,92; MnO 0,01; MgO 0,03; CaO 0,04; Cu 0,08; Pb 0,03; S 0,76; As 0,01; WO₃ 0,19; MoO₃ сл.; TR сл.; (Nb, Ta)₂O₅ сл.; H₂O⁺ 0,02; H₂O⁻ 0,02.

Присутствие окислов кальция и марганца, а также меди, свинца, серы, мышьяка и отчасти других компонентов, по-видимому, есть следствие загрязнения касситерита карбонатами, сульфидами, хлоритом.

Кварц — главный минерал жил и прожилков, встречается исключительно в виде кристаллов шестоватого габитуса длиной от нескольких миллиметров до 10—15 см (более мелкие у альбандов жил, наиболее крупные — в центре). Удлинение кристаллов от 5 : 1 до 20 : 1, чаще 10 : 1.

¹ Аналитик А. В. Риганелович, г. Магадан.

Тонкие прожилки сложены преимущественно полигональными ксеноморфными зернами кварца. Кварц прозрачный, бесцветный или серовато-белый, без газово-жидких микровключений и микротрещин, не катализирован, но довольно часто и с разной интенсивностью брекчирован, как и другие минералы. Периферические зоны кристаллов кварца имеют грубо- или тонковолнистую микроструктуру, поперечную к образующим граням (кварцин). Иногда заметны слабо выраженные зоны роста, преимущественно в центре. На долю кварциновых зон приходится не более 20% от общего объема жильного кварца.

Хлорит слагает призальбандовые оторочки в жилах и оторочки на гранях кристаллов кварца (последнее — реже). Распознаются два хлорита: хлорит-А — крупнопластинчатый, часто в виде радиально-лучистых сферолитов на гранях кристаллов кварца и частично в самом кварце, серовато-зеленый, в проходящем свете бледно-зеленый, плеохроирует, $N_g = 1,664 \pm 0,003$, $N_m = 1,661 \pm 0,003$, $N_p = 1,653 \pm 0,003$, $2V = -11^\circ$; хлорит-Б — мелкочешуйчатый, выполняет промежутки между хлоритом-А (отложен позднее) и широко развит в гидротермально-измененных липаритах, буровато-зеленый, в проходящем свете зеленый, плеохроирует, $N_g = 1,669$, $N_m = 1,667$, $N_p = 1,650$, $2V$ — малый, отрицательный. Хлорит-А теряет воду при $500-700^\circ$, эндотермический эффект наблюдается при 536° , хлорит-Б теряет воду при $350-600^\circ$, эндотермический эффект — при 514° . По классификации Д. П. Сердюченко (1953), хлорит-А может быть отнесен к ряду прохлорита, хлорит-Б — к ряду корундофиллита, однако по химическому составу оба хлорита близки между собой. Ниже приводятся данные химических анализов¹ хлоритов (в %):

| Хлорит-А | Хлорит-Б | Хлорит-А | Хлорит-Б |
|--------------------------------------|----------|------------------------------------|----------|
| SiO ₂ 24,54 | 23,30 | MgO 1,62 | 0,36 |
| TiO ₂ 0,17 | 0,60 | Na ₂ O 0,10 | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ 21,09 | 21,42 | K ₂ O 0,01 | 0,04 |
| Fe ₂ O ₃ 8,08 | 12,60 | - H ₂ O 0,05 | 0,18 |
| FeO 32,60 | 29,76 | + H ₂ O 9,22 | 9,22 |
| MnO 1,10 | 1,76 | SnO ₂ 1,44 | 0,24 |
| CaO 0,02 | 0,03 | P ₂ O ₅ 0,10 | 0,08 |

В количестве 0,01% в обоих хлоритах обнаружены медь, висмут, сера, кобальт, никель и мышьяк (в основном случайные примеси). Высокое содержание двуокиси олова объясняется невозможностью отделить от хлорита микроскопические зерна касситерита.

Минералы II группы

К минералам II группы относятся исключительно сульфиды; они выполняют промежутки и друзовые полости в агрегатах шестоватого кварца и обычно занимают центральное положение в жилах. Распределение сульфидов неравномерное. В тонких касситерит-хлорит-кварцевых прожилках сульфиды редки или отсутствуют.

Арсенопирит относится к числу наиболее ранних минералов II группы, встречается в виде удлиненных кристаллов, ангедральных зерен и зернистых агрегатов (от микроскопических до нескольких сантиметров в поперечнике), обычно расположен между кристаллами кварца. Микровключения арсенопирита наблюдаются в кварциновых зонах, небольшая часть арсенопирита кристаллизовалась позднее (микроскопические псевдопирамидальные и призматические кристаллы вокруг выделений сфалерита, галенита, позднего пирита и марказита). Кристалличе-

¹ Аналитик С. М. Шадская, г. Магадан.

ские оторочки позднего арсенопирита характерны также для пластинчатых выделений дисульфидизированного пирротина (вероятно, переотложение сульфоарсенида железа при коррозии раннего арсенопирита в контакте с поздним пиритом и марказитом).

Пирротин встречается редко и главным образом в виде реликтов в арсенопирите, пирите, марказите; ксеноморфен или присутствует в виде пластинчатых кристаллов и сростков.

Сфалерит по распространенности не уступает арсенопириту и поздним дисульфидам железа, имеет темно-бурую (до черной) окраску, содержит много железа, до 1% и более кадмия, кристаллизовался позднее арсенопирита и пирротина и в основном раньше халькопирита, галенита и поздних дисульфидов железа. В жилах сфалерит занимает такое же положение, как и арсенопирит, но расположен ближе к центру и отсутствует в кристаллах кварца (исключая его прожилки в раздробленном кварце). Для сфалерита характерны ангедральные зерна от микроскопических до нескольких сантиметров в поперечнике и кристаллически зернистые агрегаты; не редки штуфные сфалеритовые руды, раздробленные и сцементированные карбонатами. В сфалерите постоянно наблюдается эмульсионная вкрапленность и прожилки халькопирита, сливающиеся с крупными обособлениями последнего в контактах со сфалеритом. Эмульсионные выделения халькопирита часто расположены по зонам роста сфалерита.

Станнин обнаружен в виде эмульсионной вкрапленности в халькопирите и сфалерите. В штуфах сульфидной руды содержание сульфидного олова достигает, по аналитическим данным 0,02—0,08%.

Халькопирит образует массивные и губчатые ангедральные выделения, достигающие в крупных жилах большой величины. В халькопирите постоянно наблюдаются крестообразные (в сечениях) микроворстки сфалерита.

Галенит присутствует в мелких ангедральных зернах, обычно в сростках со сфалеритом и халькопиритом, в контактах с арсенопиритом и дисульфидами железа. Нередко наблюдаются прожилки галенита в раздробленных кристаллах всех сульфидов и кварца.

Пирит — главный минерал сульфидных руд, кристаллизовался по крайней мере в две стадии. Ранний пирит в виде кубических микрокристаллов в сростаниях с арсенопиритом или в кварциновых зонах кристаллов кварца; количество его не больше 10—15% от всей массы дисульфидов железа. Поздний пирит преобладает, образует зернистые агрегаты массивного, реже губчатого сложения, занимающие центральное положение в жилах. Прожилки позднего пирита выполняют трещины в кварце, арсенопирите, сфалерите, галените и халькопирите. Характерно замещение пластинчатых кристаллов пирротина поздним пиритом в ассоциации с марказитом.

Марказит обычен в сульфидных рудах, возможно, как продукт замещения пирротина; часто образует псевдоморфные агрегаты губчатого или пластинчатого сложения, находится в сростании с мельниковитом, редко с карбонатами. В сплошных массах марказита в центре жил четко проявлены колломорфные структуры.

Минералы III группы

Сидерит — желтовато- или розовато-белый, кристаллически зернистый, отождествляется с мангансидеритом (значительная примесь магния и марганца). В существенно карбонатных прожилках и в друзовых полостях оловоносных жил сидерит образует оторочки на кристаллах

кварца и на обломках сульфидных руд и липаритов, корродируя кварц и замещая хлориты.

Кальцит заполняет промежутки между оторочками сидерита, реже образует мономинеральные прожилки поясово-зонального строения (зоны подчеркнуты микрокристаллами, вероятно, железосодержащего карбоната, распавшегося на дисперсные выделения гидроокислов железа и кальцита).

Флюорит встречается редко и главным образом в рудах с карбонатами в виде мелких кубических кристаллов и прожилковидных зернистых агрегатов (в трещинах, рассекающих карбонаты и сульфиды). Отмечены редкие тонкие прожилки бесцветного и зеленоватого флюорита в липаритах, поблизости от оловоносных жил.

Порядок кристаллизации

К минералам ранней кристаллизации могут быть отнесены рутил и ильменит. Отложение касситерита происходило раньше основной массы кварца и хлорита (в тонких хлорит-кварцевых прожилках) — одновременно с хлоритом (в призальбандовых оторочках) и завершалось при кристаллизации кварца. Наиболее поздними в I группе являются хлориты, начало отложения основной массы которых происходило при кристаллизации кварца, завершение — позже, при этом хлорит-А выделялся раньше хлорита-Б. В тонких кварцевых прожилках с касситеритом хлорит, однако, кристаллизовался раньше кварца (преимущественно в зальбандах). Растянутое время кристаллизации кварца и хлоритов обусловило непостоянство взаимоотношений между ними не только в разных жилах, но и в соседних участках одной жилы.

Минералы II группы соответствуют следующей стадии кристаллизации. Небольшая часть арсенопирита и раннего пирита отложилась при завершении роста кристаллов кварца (включения в кварциновых зонах), подавляющая масса их — позже кварца и хлоритов, ближе к центру жил. Пирротин кристаллизовался одновременно с арсенопиритом и позднее, сфалерит (и станнин) — позднее пирита. Халькопирит имел, по всей вероятности, растянутое время кристаллизации: часть его выпала одновременно со сфалеритом (эмульсионная вкрапленность в сфалерите), подавляющая масса (до 80%) — позже сфалерита, но в контактах с ним или поблизости. Это же относится и к галениту: прожилки сфалерита в галените, эмульсионная вкрапленность галенита в сфалерите, наконец, более поздние по сравнению со сфалеритом выделения большей частью галенита — все это свидетельствует о длительности его отложения в рудах. К самым поздним во II группе относятся поздний пирит и марказит, взаимоотношения между ними непостоянны, но в целом подчеркивают позднее образование марказита.

Нет оснований предполагать длительный перерыв между кристаллизацией минералов I и II групп; их отложение происходило стадийно, скачкообразно, с краткими разрывами во времени, но в целом — непрерывно. Дробление рудного вещества было неоднократным, но имело локальный характер.

В противоположность этому, начало отложения минералов III группы последовало за общим перерывом (вероятно, довольно продолжительным), в течение которого все жилы подверглись дроблению, вплоть до образования рудных брекчий. Новые системы трещин возникли при этом и в липаритах. Эти трещины были выполнены карбонатами и флюоритом, но главная масса минералов III группы отложилась в оловоносных жилах, в следующем порядке: сидерит — кальцит — флюорит.

Поясовое строение жил

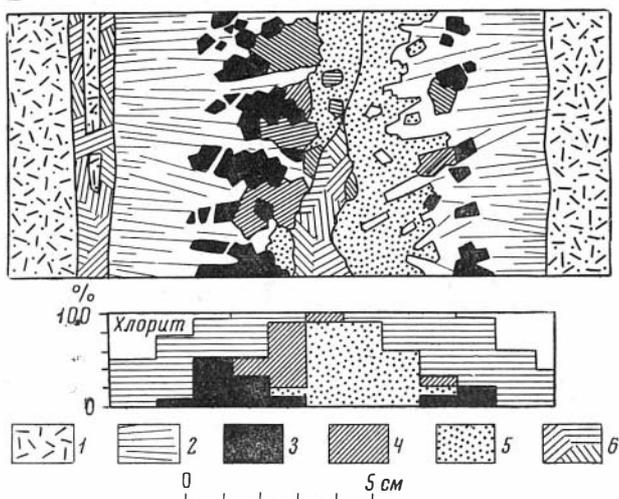
Оловоносные прожилки тоньше 5 см состоят в основном из кварца полигонально-зернистой структуры. Как правило, они имеют призальбандовые оторочки хлорита, богатые касситеритом. В более мощных прожилках структура кварца приближается к гребенчатой (шестоватый кварц).

В жилах мощностью в 10 см и больше четко проявлены пояса разного строения и состава. Структура жил по большей части гребенчатая из-за поперечного расположения шестоватых кристаллов кварца. Минералы I группы оторочивают зальбанды. В центральном поясе много друзовых полостей с хорошо ограненным кварцем; хлорит и касситерит здесь встречаются исключительно редко.

Друзовые полости и интерстиции в гребенчатом агрегате кварца заполнены минералами II группы, как бы образующими сульфидное «ядро» жилы. Местами выделения сульфидов прерывистые, чаще — сплошные, но не на очень протяженных участках. Расположение сульфидов в общем подчинено порядку их кристаллизации: наиболее центральную позицию занимает поздний пирит и марказит.

В мощных жилах четкую гребенчатую структуру имеют только призальбандовые пояса; концентрация сульфидов в таких жилах значительно выше, чем в среднем во всей системе рудных тел. Раздробленные в центре жил сульфидные руды и не занятые сульфидами друзовые полости выполнены карбонатами, но положение карбонатов более разнообразно и менее закономерно (см. рисунок): они встречаются в центральных зонах жил в трещинах отслаивания вдоль зальбандов, в поперечных трещинах и в участках интенсивного брекчирования жил.

Поясово-зональное размещение минералов в общем и в частности отражает последовательность их кристаллизации.



Структура и состав оловоносной жилы месторождения Кандычан (зарисовка полированного штуфа, наиболее типичного для жил Кандычана)

- | | | |
|--|--|---|
| 1 — хлоритизированный эпидит; | (вместе со сфалеритом — | 6 — сидерит и кальцит в около- |
| 2 — шестоватый кварц (гребенчатая структура); | галенит, халькопирит и станнин); | зальбандовых и центральных трещинах. |
| 3 — выделения арсенопирита между кристаллами кварца; | 5 — кристаллически-зернистые и метакристаллические агрегаты позднего пирита и марказита в центре жилы, в зоне занорышей; | Внизу — приблизительный график распределения минералов по зонам жилы в данном образце |
| 4 — выделения сфалерита между кристаллами кварца и в центральных занорышах | | |

Химический состав руд

Достаточно полное представление о химическом составе руд дают анализы технологических проб (табл. 1). Наряду с жильным веществом в пробы входило значительное количество (до 20—30%) хлоритизиро-

ТАБЛИЦА 1

Химический состав технологических проб руды Кандычана

| Компоненты | Жила, % | | Компоненты | Жила, % | |
|--------------------------------|---------|-------|------------------|---------|--------|
| | № 1 | № 2 | | № 1 | № 2 |
| SiO ₂ | 59,04 | 67,50 | S | 1,32 | 0,63 |
| TiO ₂ | 0,33 | 0,05 | SO ₃ | 0,02 | 0,02 |
| Al ₂ O ₃ | 11,85 | 8,80 | AS | 0,36 | 0,04 |
| Fe ₂ O ₃ | | 7,16 | CO ₃ | 1,11 | 3,90 |
| FeO | 16,75 | | Cl | 0,03 | — |
| | | 5,65 | SnO ₂ | 3,03 | 1,37 |
| CaO | 0,43 | 2,25 | Sp | — | 0,04 |
| MgO | 0,63 | 0,75 | Zn | 0,07 | 0,17 |
| MnO | 0,69 | 0,14 | Ph | 0,13 | 0,10 |
| K ₂ O | 1,53 | | | | |
| | | 0,83 | Сумма | 100,27 | 100,16 |
| Na ₂ O | 0,63 | | Au <i>г/т</i> | Сл. | 0,2 |
| H ₂ O ⁺ | 1,36 | 0,49 | Ag <i>г/т</i> | 11,0 | 5,0 |
| H ₂ O ⁻ | 0,32 | 0,20 | | | |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,07 | | | |

ванных липаритов из околожильных зон, чем и объясняется высокое содержание глинозема и щелочей. Спектрально в тех же пробах обнаружены кобальт, медь, германий, галлий, индий, стронций, ванадий, иттрий, цирконий. В мономинеральных пробах спектрально обнаружены следующие элементы (среднее по 5—10 пробам каждого материала) ¹.

В касситерите: менее 0,01% — бериллий, магний, кальций, индий, ванадий, молибден, марганец, медь, галлий, германий, свинец, сурьма; 0,01—0,1% — алюминий, 0,1—1% — титан, вольфрам, железо, кремний.

В кварце: менее 0,01% — барий, медь, свинец, цинк, мышьяк; 0,01—0,1% — титан, магний, марганец, олово; 0,1—1% — железо; более 1% — алюминий, кальций.

В хлорите: менее 0,01% — бериллий, кальций, ванадий, хром, молибден, кобальт, никель, медь, цинк, галлий, индий, олово, мышьяк, висмут; 0,1—1% — магний, титан, марганец.

В арсенопирите: менее 0,01% — кальций, титан, марганец, никель, серебро, цинк, алюминий; 0,01—0,1% — медь, кремний; 0,1—1% — магний, олово, свинец, сурьма; более 1% — кобальт, висмут.

В сфалерите: менее 0,01% — кальций, кобальт, серебро, алюминий, свинец; 0,01—0,1% — магний, медь, индий, олово; 0,1—1% — марганец, кремний, более 1% — железо, кадмий.

В халькопирите: менее 0,01% — кальций, марганец, галлий, индий, германий, олово; 0,01—0,1% — магний, титан, кобальт, кадмий, алюминий, мышьяк; 0,1—1% — серебро, цинк, кремний, свинец, сурьма.

В галените: менее 0,01% — магний, марганец, кальций, железо, кадмий, алюминий, галлий, олово; 0,01—0,1% — серебро, сурьма, висмут; 0,1—1% — медь, цинк, кремний.

В позднем пирите: менее 0,01% — магний, медь, серебро, цинк, олово, мышьяк, висмут; 0,01—0,1% — титан, алюминий, свинец, сурьма; 0,1—1% — марганец, кремний.

В сидерите: менее 0,01% — титан, 0,01—0,1% — стронций, алюминий, кремний; более 1% — магний, кальций, марганец.

В кальците: менее 0,01% — титан, никель, медь, серебро, алюминий; 0,01—0,1% — магний, кремний, 0,1—1% — железо; более 1% — стронций, марганец.

¹ Спектроскопист Н. А. Номоконова, ВНИИ-1, г. Магадан.

Многие из отмеченных элементов как бы проходят через все стадии рудоотложения, однако их присутствие в ряде минералов обусловлено в основном случайными примесями, вростками других минералов и т. п. Так, Ив. Ф. Григорьев и Е. И. Долманова (1951) отмечали, что в касситерите большинство элементов (ниобий, тантал, вольфрам, железо, марганец, титан, цирконий и др.) не являются изоморфными, а входят именно в состав минералов-примесей, расположенных в касситерите по зонам роста. Это относится и к большинству других минералов, особенно к сульфидам и карбонатам.

ТАБЛИЦА 2
Средний виртуальный химический состав жил Кандычана

| Компоненты | Группа минералов, % | | | В целом |
|--------------------------------|---------------------|------|------|---------|
| | I | II | III | |
| SiO ₂ | 64,1 | Мало | Сл. | 64,1 |
| TiO ₂ | 0,2 | Сл. | » | 0,2 |
| Al ₂ O ₃ | 1,7 | » | » | 1,7 |
| Fe | 2,7 | 7,1 | 1,2 | 11,0 |
| MnO | 0,1 | Сл. | 0,2 | 0,3 |
| CaO | Сл. | » | 2,3 | 2,3 |
| MgO | 0,1 | » | 0,2 | 0,3 |
| SrO | — | — | 0,05 | 0,05 |
| SnO ₂ | 2,3 | 0,1 | — | 2,4 |
| Pb | — | 0,4 | — | 0,4 |
| Zn | — | 2,6 | — | 2,6 |
| Cu | — | 0,4 | — | 0,4 |
| S | — | 7,4 | — | 7,4 |
| As | — | 2,4 | — | 2,4 |
| F | — | — | 0,05 | 0,05 |
| CO ₂ | — | — | 3,1 | 3,1 |
| Сумма | 71,2 | 20,4 | 7,1 | 93,7 |

В таблице 2 приведены результаты расчета среднего состава оловянных жил Кандычана, выполненные на основании подсчетов минералов и анализов. Не учтены: вода хлоритов и кислород закиси железа в карбонатах. В таблицу не включены и микроэлементы, для которых получаются следующие величины концентрации (в скобках указаны группы минералов, в которых обнаруживается тот или иной элемент): 0,0 n% — сурьма, висмут (II); 0,00 n% — вольфрам, галлий (I); кадмий, кобальт (II); 0,000 n% — ванадий, бериллий, молибден (I); индий, германий (I—II), золото, серебро (II).

Таким образом, свыше 70% вещества жил принадлежит минералам первой стадии кристаллизации, около 20% — второй и только 7% — третьей. Химический состав вещества трех последовательных стадий рудоотложения столь же специфичен и индивидуален, как и минеральный.

Энергетические ряды ионов

В таблице 3 показаны главные и второстепенные ионы каждой из трех стадий рудоотложения, приведены величины их ионных потенциалов и экв. Они несколько отличаются от ионных потенциалов, указанных Картледжем, и от экв. А. Е. Ферсмана, принятых ранее (Сауков, 1951;

Ионные потенциалы и эки ионов, входящих в минералы Кандычана
(по стадиям рудоотложения)

| Ион | Первая стадия | | Ион | Вторая стадия | | Ион | Третья стадия | |
|-----------------------------------|---------------|------------------|-------------------|---------------|------------------|----------------------------------|---------------|------------------|
| | $\frac{W}{R}$ | $\frac{W^2}{2R}$ | | $\frac{W}{R}$ | $\frac{W^2}{2R}$ | | $\frac{W}{R}$ | $\frac{W^2}{2R}$ |
| Si ⁴⁺ | 10,00 | 20,00 | As ³⁺ | 5,45 | 8,11 | *Mg ²⁺ | 3,03 | 3,03 |
| *W ⁶⁺ | 9,67 | 29,00 | *Sb ³⁺ | 3,95 | 5,92 | Fe ²⁺ | 2,70 | 2,70 |
| Mo ⁶⁺ | 9,67 | 29,00 | *In ³⁺ | 3,70 | 5,55 | *Mn ²⁺ | 2,50 | 2,50 |
| *V ⁵⁺ | 8,47 | 21,20 | *Bi ³⁺ | 3,13 | 4,63 | Ca ²⁺ | 1,93 | 1,93 |
| *Ge ⁴⁺ | 8,00 | 16,00 | *Ni ²⁺ | 2,90 | 2,90 | *Sr ²⁺ | 1,72 | 1,72 |
| *Be ²⁺ | 6,07 | 6,07 | Zn ²⁺ | 2,82 | 2,82 | | | |
| Al ³⁺ | 6,00 | 9,00 | *Co ²⁺ | 2,78 | 2,78 | | | |
| Ti ⁴⁺ | 5,83 | 11,77 | Cu ²⁺ | 2,78 | 2,78 | | | |
| Sn ⁴⁺ | 5,63 | 11,25 | Fe ²⁺ | 2,70 | 2,70 | | | |
| *Ga ³⁺ | 4,96 | 7,43 | *Ag ²⁺ | 2,25 | 2,25 | | | |
| Fe ³⁺ | 4,69 | 7,03 | Sn ²⁺ | 2,15 | 2,15 | | | |
| Mn ³⁺ | 4,55 | 6,82 | *Cd ²⁺ | 2,06 | 2,06 | | | |
| *V ³⁺ | 4,05 | 6,03 | Pb ²⁺ | 1,62 | 1,62 | | | |
| Ti ³⁺ | 3,95 | 5,92 | | | | | | |
| *In ³⁺ | 3,70 | 5,55 | | | | | | |
| Fe ²⁺ | 2,70 | 2,70 | | | | | | |
| O ²⁻ | 1,43 | 1,43 | | | | [CO ₃] ²⁻ | 0,74 | 0,74 |
| [SiO ₄] ⁴⁻ | 1,25 | 2,50 | S ²⁻ | 1,03 | 1,03 | F ⁻ | 0,75 | 0,37 |

Примечание. W — валентность, R — ионный радиус при соответствующем координационном числе. Катионы расположены в порядке убывания величины ионного потенциала. Звездочкой отмечены примеси.

Краускопф, 1958; Бетехтин, 1950; Ферсман, 1934). При их расчете были учтены новые определения ионных радиусов элементов.

Для первой стадии характерны высокоэнергетичные ионы; изменение величины ионного потенциала для них в целом соответствует порядку связывания ионов в кристаллических фазах. Исключение составляет кремний, имеющий наиболее высокий ионный потенциал, что не соответствует порядку его выпадения из раствора. Однако дело в том, что кремний необходимо рассматривать не в элементарном виде, а в виде кремне-кислородного радикала мета- или ортокремневой кислоты. Для [SiO₄] как четырехвалентной анионной группы определяем ионный потенциал около 1,25 и около 2,50 эк. Эти значения укладываются в ряд последовательности выпадения анионов из рудоносного раствора (см. ниже).

В группе катионов первой стадии рудоотложения привлекает внимание титан. Четырехвалентный титан с ионным потенциалом 5,88 входит в состав рутила и ильменита, трехвалентный титан с ионным потенциалом 3,95 — в состав более позднего, чем рутил и ильменит, хлорита. Очевидно, разное положение занимает и разновалентный ванадий: пятивалентный в касситерите, трехвалентный — в хлорите. Примечательно, что в касситерите отсутствует двухвалентное железо. Условия для восстановления железа до двухвалентного появились, по всей вероятности, только в конце первой стадии рудоотложения, при кристаллизации хлорита. Двухвалентное железо с ионным потенциалом 2,70 (наиболее низким в данной группе) входит в состав хлоритов наряду с трехвалентным и преобладая над ним. Переход трехвалентного железа в двухвалентное мог

быть обусловлен уменьшением окислительного потенциала среды и возрастанием в ней количества ионов серы (Бетехтин, 1953).

В группе катионов второй стадии рудоотложения ряд ионных потенциалов также соответствует порядку связывания компонентов в кристаллические фазы, однако большие массы поздних дисульфидов железа в жилах несколько нарушают эту закономерность. Не исключено, что поздний пирит и марказит парагенетически более тесно связаны с карбонатами, нежели с сульфидами II группы: в разных рудных полях широко распространены кальцитовые жилы и прожилки, в которых непременным спутником кальцита являются пирит и марказит в количестве от долей процента до 30% и более, причем оба они — всегда более ранние, чем кальцит и другие карбонаты.

В группе катионов третьей стадии магний, железо и отчасти марганец составляют первую подгруппу катионов (отложение сидерита), марганец, кальций, стронций — вторую (отложение кальцита). Ионные потенциалы катионов первой группы выше, чем катионов второй подгруппы; этому соответствует более раннее отложение сидерита.

Ионные потенциалы и эки анионов показывают ту же последовательность. Анионом начала первой стадии был кислород с потенциалом 1,43, середины и конца первой стадии — $[\text{SiO}_4]^{4-}$ с потенциалом 1,25, второй стадии — двухвалентная сера с потенциалом 1,08 и $[\text{S}_2]^{2-}$, третьей стадии — $[\text{CO}_3]^{2-}$ с потенциалом 0,74 и фтор с потенциалом 0,75. Эки фтора в два раза меньше эки аниона угольной кислоты (этому соответствует наиболее поздняя кристаллизация флюорита).

Из таблицы 3 видно, что порядок кристаллизации минералов определялся не только энергетической характеристикой ионов, но, очевидно, и какими-то особенностями рудоносного раствора (или растворов). Действительно, для каждой стадии рудоотложения ряд катионов показывает уменьшение величины ионного потенциала от начала стадии к ее концу, но начальные катионы следующей стадии имеют потенциалы, более высокие, чем потенциалы конечных катионов предыдущей стадии. Выявляется перекрытие рядов катионов по величинам потенциалов: катионы первой стадии — 9,67—2,70; второй стадии — 5,45—1,62; третьей стадии — 3,03—1,72.

Критерии температуры

Исходя из общих соображений и существующих гипотез, минералы первой стадии следует отнести к высокотемпературным (рутил, ильменит, касситерит). Кварц Кандычана резко отличен от кварца, например, мезотермальных золоторудных месторождений и типичен для гипотермальных оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождений. По экспериментальным данным (Ингерсон, 1958) распад твердых растворов в системах «сфалерит — халькопирит» и «халькопирит — сфалерит» происходит при 350—400°, т. е. в окологкритической области температур. Вторая стадия при образовании жил Кандычана в начале была, по всей вероятности, высокотемпературной и закончилась образованием относительно низкотемпературных сульфидов — халькопирита, галенита, пирита, марказита. Отложение карбонатов в жилах могло произойти только после значительного снижения температуры. В целом минеральные парагенезы в жилах Кандычана, отвечающие стадиям рудоотложения, свидетельствуют об однонаправленном изменении температурных условий — от окологкритических в первую стадию, до эпитепмальных (100—80°) — в третью.

Предположения о реакции растворов

Д. С. Коржинский (1956) полагает, что послемагматические растворы вообще изменяются от слабощелочных или нейтральных к кислым и снова к слабощелочным в процессе снижения температуры. В соответствии с этим Д. С. Коржинский относит выпадение окислов к ранней щелочной стадии, сульфидов — к кислотной, карбонатов — к поздней щелочной. Этот способ интерпретации можно было бы применить и к жилам Кандычана, в которых мы видим тот же порядок смены минеральных групп. Однако установлено (Czamanske, 1959), что при одной и той же температуре более кислые растворы способны переносить больше ионов металлов, чем щелочные. Выпадение больших масс сульфидов в кислотную стадию сомнительно.

Некоторым критерием реакции рудоносного раствора могут служить условия выпадения гидроокислов металлов (pH). Гидраты окислов титана, олова и, возможно, кремния, выпадают при pH около 2,0, алюминия — 4,1; цинка, меди, железа, свинца — от 5,2 до 6,0; марганца, магния, кальция — от 5,5 до 11,0 (Бетехтин, 1950). Согласно исследованиям В. Н. Карюкиной (1953), pH суспензий минералов соответствуют следующим значениям: ильменит — 7,0; касситерит — 5,8—6,2; кварц — 6,4—7,0; галенит — более 7,8; сидерит — 6,6—7,4; кальцит — 9,4—9,5. Экспериментально установлено, что выпадение сфалерита происходит при pH больше 7,0; кальцита — 8,0 и выше. Поле устойчивости карбонатов находится в области щелочных растворов, хлорита — слабокислых, нейтральных и слабощелочных растворов в интервале температур 100—500° (Ингерсон, 1958; Stringham, 1952). По другим данным, хлорит выделяется только из слабощелочных растворов (Morey, Ingerson, 1937).

Основываясь на этом, можно думать, что при образовании жил Кандычана изменение реакции рудоносного раствора (или растворов) было однонаправленным: первая стадия — слабокислый, вторая — слабощелочной, третья — щелочной.

Три мнения о причинах стадийности и возможная интерпретация

Трехстадийное образование жил Кандычана проявлено в трех парагенетических группах минералов; в значительных минералого-химических отличиях между ними; в закономерно изменяющейся энергетической характеристике ионов, участвовавших в рудном процессе; в поясово-зональном размещении минералов в жилах; в наличии в рудном поле не только жил смешанного минерального состава, но и существенно карбонатных, существенно сульфидных или только касситерит-хлорит-кварцевых прожилков, занимающих индивидуальное положение, но в небольших объемах пространства.

Относительно причин стадийности рудоотложения можно сделать далеко не равноценные предположения, обычно используемые при обсуждении генезиса оловорудных месторождений.

1. Стадии рудоотложения вполне самостоятельны; минеральное вещество отложено из разных по составу растворов, отделившись от разных магматических очагов. Этому взгляду противоречит, однако, то, что многие из оловянных месторождений, столь же или еще более сложные по составу и строению жил, пространственно тесно связаны с однофазными интрузивными телами, следовательно, предполагать множественность магматических очагов для них неразумно.

2. Стадии рудоотложения вполне самостоятельны; минеральное вещество отложено из разных в физико-химическом отношении растворов,

отделявшихся в разное время от одного магматического очага, в ходе его эволюции. Эта точка зрения опирается именно на пространственную связь месторождений с конкретными интрузивными телами, однако ее слабое место обнаруживается в том, что она неудовлетворительно объясняет перекрытие во времени минеральных парагенезисов.

3. Стадии рудоотложения являются результатом последовательного изменения раствора, уже изначально содержавшего все или почти все рудогенные компоненты и продуцированного одним источником (не говоря о магматическом очаге). Это предположение подтверждается многими особенностями конкретных жил и конкретных месторождений. Некоторая пространственная разобщенность минеральных ассоциаций может быть удовлетворительно объяснена рассредоточением рудоносного раствора в породах, последовательным прохождением разных его порций в ходе однонаправленных изменений через одни и те же или разные трещины, наконец, общей гетерогенностью раствора, его локальными взаимодействиями с породами.

Не отрицая возможного действия причин, предусмотренных первой и второй гипотезами, я отдаю предпочтение третьей, с позиций которой легче найти удовлетворительное объяснение особенностям оловорудных месторождений.

Сущность стадийальных изменений рудоносного раствора, например, при образовании жил Кандычана может быть представлена (как вариант) следующим образом.

Первая стадия. Раствор изначально содержал весь набор рудогенных компонентов. Что бы ни говорилось о его источнике — все будет лежать в области бездоказательных предположений. Начальная температура раствора была околокритической, реакция постепенно изменялась от слабокислой (образование рутила, ильменита, касситерита) до слабощелочной (выделение кварца и главным образом момент отложения хлоритов), причем немаловажную роль в этом изменении, по всей вероятности, играло взаимодействие раствора с породами. H_2S и CO_2 в минералообразовании участия не принимали, находясь в состоянии недиссоциированных молекул. Выпадение из раствора железа, титана и олова могло происходить в форме гидратов окислов с последующим их переходом в окислы. Кристаллизация кварца, вероятнее всего, осуществлялась из истинного раствора слабодиссоциированной ортокремневой кислоты, непосредственно из мономера. При постепенном ошелачивании раствора к концу первой стадии создались условия для полимеризации молекул ортокремневой кислоты (White и др., 1956). В дальнейшем рост кристаллов кварца происходил за счет отложения полимеризованной PiO_2 на гранях ранее образованных кристаллов (внешние кварциновые оторочки).

Вторая стадия. В начале второй стадии температура раствора могла быть все еще высокой, но ниже, чем в первую стадию. Ее снижение благоприятствовало растворению и диссоциации H_2S с образованием в растворе ионов серы и в конечном итоге — сернистых соединений металлов. В ограниченном масштабе этот процесс мог начаться еще в конце первой стадии при завершении кристаллизации кварца из полимера кремнекислоты (включения сульфидов в кварциновых зонах!). Увеличение восстановительного потенциала раствора способствовало возрастанию роли закисного железа в минералообразовании. В начале второй стадии выпадали малосульфидные минералы и одновременно с серой использовался ограниченный резерв мышьяка (арсенопирит, пирротин), в середине — станнин, сфалерит, отчасти халькопирит и галенит, в конце — богатые серой пирит и марказит. Последовательность кристаллизации сульфидов проще всего объясняется, если полагать, что в течение второй стадии прогрессировало растворение и диссоциация H_2S . Порядок связы-

вания катионов в кристаллических фазах во вторую стадию также в целом соответствовал их местув энергетической последовательности. Более позднее связывание основной массы ионов двухвалентного железа (поздний пирит и марказит) могло быть обусловлено появлением избытка ионов серы лишь в конце второй стадии, при низком окислительном потенциале, когда ионы S^{2-} образуют $[S_2]^{2-}$ -комплексы.

Третья стадия. Условия, благоприятствующие отложению карбонатов, появились лишь при значительном снижении температуры рудоносного раствора. Только при 100° и ниже возможно интенсивное растворение CO_2 , образование в растворе H_2CO_3 и ее диссоциация. Бикарбонаты магния, железа, марганца, стронция, кальция возникают в растворе и устойчивы именно при низких температурах. Очевидно, главным источником кальция могли служить вмещающие липариты, претерпевшие интенсивную хлоритизацию одновременно с отложением в жилах минералов первой группы. Образование трещин в породах и дробление жил вели к увеличению свободного пространства, соответственно этому уменьшалось и давление растворов, происходило бурное разложение бикарбонатов и выпадение карбонатов в порядке, определяемом величиной ионных потенциалов катионов. Сидерит и кальцит выполняли новообразованные трещины и цементировали брекчии.

Касситерит в жилах Кандычана целиком входит в первую парагенетическую группу минералов; менее 5% олова (в форме станнина) заключено в сульфидном парагенезисе. Рутил, ильменит, касситерит и главным образом кварц и хлорит составляют в сумме более 70% вещества оловоносных жил, а в тонких прожилках на их долю приходится все 100%. Расположением этих минералов во многом определяется внутренняя структура жил. Таким образом, строго говоря, жилы Кандычана вполне можно причислить к касситерит-хлорит-кварцевому типу касситерит-кварцевой формации месторождений. Однако наличие в них большой массы сульфидов сближает данное месторождение с представителями касситерит-сульфидной формации. Постоянное присутствие в них карбонатов еще более затрудняет конкретизацию его типа.

Вместе с тем месторождение Кандычан не является исключением. Сплошь и рядом жилы оловорудных месторождений имеют сложный минеральный состав. Таковы многие сложные месторождения на Северо-Востоке, в Забайкалье, Приморье, которые точнее, чем касситерит-сульфидно-кварцевые, не определишь. К этой мысли, далеко не новой, мы неизбежно приходим, как только начинаем пристальнее вглядываться в немногие достоверные факты или в то, что может быть отнесено к категории фактов. Зачастую они таковы, что выводимая из них аргументация в пользу резкого противопоставления различных оловорудных месторождений друг другу не производит должного впечатления; как всегда, гипотетическими остаются и предположения о связи разных типов месторождений с неодинаковыми в своей сущности и одновременными магматическими очагами.

Так, не без основания приходит М. А. Фаворская (1955) к заключению, что месторождения касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций не могут быть резко противопоставлены и что они отражают лишь стадии единого магматического процесса, причем первые, по-видимому, связаны с интрузиями аляскитовых гранитов, вторые — с лампрофировой фазой. Как видим, здесь нет речи о множественности магматических очагов, генерировавших разные рудоносные растворы.

Минеральную специфику конкретных месторождений бывает проще объяснить с позиций физико-химической эволюции самого рудоносного раствора в зоне минералообразования. Эта эволюция происходит от изменения условий давления и температуры, а также под воздействием

пород, с которыми раствор контактирует и в транзитной зоне, и в зоне разгрузки. В одном и том же рудном поле могут оказаться (в действительности часто так оно и есть) в соседстве друг с другом и даже в тесном пространственном совмещении руды разного состава и строения, представляющие собой закономерный хронологический ряд минеральных ассоциаций, для понимания возникновения которых нет нужды связывать каждую из них с соответствующим магматическим проявлением.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г.* Минералогия. Госгеолтехиздат, 1950.
- Бетехтин А. Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
- Григорьев Ив. Ф., Доломанова Е. И.* Новые данные по кристаллохимии и типоморфным особенностям касситерита разного генезиса.— Труды Мин. музея АН СССР, 1951, вып. 3.
- Ефимова А. Е.* Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Востока СССР.— В кн. «Труды совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР». Магадан, 1959.
- Ингерсон Э.* Методы и проблемы геологической термометрии.— В кн. «Проблемы рудных месторождений». ИЛ, 1958.
- Карюкина В. Н.* Определение рН суспензий минералов. Госгеолтехиздат, 1953.
- Коржинский Д. С.* Зависимость активности компонентов от кислотности растворов и последовательность реакций при послемагматических процессах.— Геохимия, 1956, № 7.
- Краускопф К.* Осадочные месторождения редких металлов.— В кн. «Проблемы рудных месторождений», ИЛ, 1958.
- Сауков А. А.* Геохимия. Госгеолтехиздат, 1951.
- Сердюченко Д. П.* Хлориты, их химическая конституция и классификация. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1953.
- Устиев Е. К., Сперанская И. М.* Галька охотских гранитоидов в верхнемеловых конгломератах Арманского района.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 7. Магадан, 1949.
- Фаворская М. А.* О связи оловянного оруденения с магматизмом.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 4.
- Ферсман А. Е.* Геохимия, т. I. Л., Госхимиздат, 1934.
- Фирсов Л. В.* Возраст оловянного оруденения на Северо-Востоке.— Колыма, 1961, № 10.
- Фирсов Л. В.* Об абсолютном возрасте некоторых оловянных месторождений Северо-Востока СССР.— Труды X сессии Комис. по абсол. возрасту. Изд-во АН СССР, 1962.
- Фирсов Л. В.* Радиологическая датировка Певекского интрузива на Чукотке.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 9.
- Фирсов Л. В.* Возрастной диапазон и время кульминации гранитоидного магматизма Чукотки.— Труды XIII сессии Комис. по абсол. возрасту. Изд-во «Наука», 1966.
- Фирсов Л. В.* О возрасте гранитоидов Тас-Кыстабытской металлогенической зоны на Северо-Востоке СССР.— Труды XIV сессии Комис. по абсол. возрасту. Изд-во «Наука», 1967.
- Czamanske G. K.* Sulfide solubility in aqueous solutions.— Econ. Geol., 1959, 54, N 1.
- Morey G. W. and Ingerson E.* The pneumatolytic and hydrothermal synthesis of silicates.— Econ. Geol., 1937, 7.
- Stringham B.* Fields of formation of some common hydrothermal-alteration minerals.— Econ. Geol., 1952, 47.
- White D. E., Brannock W. W. and Murata K. J.* Silica in hot-spring waters.— Geochim. et Cosmochim. acta, 1956, 10, N 1—2

ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ СЛОЖНЫХ ДАЕК ШАХТАМИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ

В. А. Скуридин, В. И. Сотников, Е. И. Никитина

Формирование месторождений медно-молибденовой формации тесно связано с развитием субвулканического магматизма, формы проявления которого очень разнообразны и во многом отражают общее развитие зон активизации, в пределах которых развивается рудная минерализация. Среди различных субвулканических образований особо выделяются сложно построенные дайки, широко развитые на Шахтаминском месторождении и во времени предшествующие проявлению молибденового оруденения. Сложные дайки, как и аналогичные им по возрасту (поздняя юра) дайки простого строения, прослеживаются по простиранию на сотни метров (на первые сотни метров они прослежены скважинами и по падению) при сравнительно небольшой мощности (первые метры). В некоторых случаях они являются апофизами штокообразных тел гранит-порфиоров, фиксирующих наиболее активные центры вулканической деятельности. К этим же центрам обычно приурочены и тела эксплозивных брекчий.

Явления эксплозивного брекчирования отмечаются перед внедрением практически всех зафиксированных в пределах месторождения петрографических разновидностей пород, связанных с развитием субвулканического магматизма. Однако интенсивность брекчирования между становлением отдельных разновидностей незначительная, что, очевидно, во многом объясняется сближенностью их во времени. Последним, вероятно, можно объяснить и отсутствие рудной минерализации в эти периоды. В то же время на большинстве других месторождений медно-молибденовой формации оруденение сопровождается практически все фазы субвулканического магматизма, проявляясь наиболее интенсивно в средний эндогенный этап (Сотников и др., 1969).

Все разновидности пород, слагающих сложные дайки, как и соответствующие им дайки простого строения, имеют генетическую взаимосвязь. Не ясным остается пока вопрос об отношении к этой группе пород более поздних лампрофиоров, пересекающих на участке Ушканка дайку кварцевых порфиоров — аналог широко развитых на месторождении гранит-порфировых тел и даек. Возможно, что подобные лампрофировые дайки развиты и непосредственно на площади Шахтаминского месторождения, однако в связи с субпараллельным расположением даек выявить возрастные соотношения между ними здесь очень трудно. Не исключено, что именно с этими лампрофировыми дайками и связано более позднее полиметаллическое оруденение; по крайней мере, пространственное тяготение свинцово-цинковой минерализации к участкам преимущественного развития основных пород устанавливается довольно отчетливо (Гуселетова и др., 1968).

Рассматриваемые в статье лампрофировые и диорит-порфировые разновидности пород по времени своего формирования относятся к наиболее ранним образованиям, представляющим начальные члены ряда субвулканических тел, с развитием которых связано проявление в пределах площади месторождения молибденовой минерализации. Их пространствен-

ные и возрастные соотношения с несколько более поздними образованиями гранодиорит- и гранит-порфирового состава отражают характер развития субвулканического магматизма в зоне развития молибденового оруденения (Скуридин, Сотников, 1968).

Морфология и петрографический состав сложных даек

В пределах месторождения широким распространением пользуются сложные дайки, состав которых изменяется как по мощности, так и по простиранию. Как правило, между отдельными разновидностями пород, слагающих дайку, по мощности наблюдаются постепенные переходы; значительно реже между ними отмечается резкий контакт, который может быть отнесен к эруптивному. В центральных частях даек иногда встречаются ксенолиты пород из периферийных зон. Границы ксенолитов резкие.

Хорошим примером сложных даек с постепенными переходами между образующими ее разновидностями пород служит дайка по кваршлагу № 21 (центральная часть месторождения) в интервале 21—29,3 м. В центральной части она имеет гранодиорит-порфировый состав, иногда отклоняющийся к гранит-порфировому; к контактам гранодиорит-порфир постепенно переходит в лампрофир. Переход осуществляется через диоритовый порфирит в пределах полосы 30—50 см, при этом наряду с уменьшением количества порфировых вкрапленников от центра к краевым зонам дайки происходит изменение основной массы от тонко- и мелкозернистой до микрозернистой.

Дайка, подсекаемая штольней № 1 (интервал 248,5—258,7 м), вблизи контактов имеет гранодиорит-порфировый состав. Характерно, что мощность гранодиорит-порфировой зоны во многом зависит от конфигурации контактов дайки. Наибольшая мощность отмечается там, где гранодиориты, вмещающие дайку, нависают над ней, а наименьшая — в местах, где отмечается обратное положение. Все переходы от гранодиорит-порфира эндоконтакта к гранит-порфирам центральной части постепенные.

Своеобразная сложная дайка с резкими контактами между зонами вскрыта в северо-восточной части месторождения канавой 2000 (рис. 1). При общей мощности 11,3 м дайка состоит из следующих зон (по интервалам от северо-восточного конца канавы):

Интервал. м

- | | |
|---|----------|
| 1. Лампрофировая зона, контакт лампрофира с вмещающими дайку гранитоидами резкий прямолинейный. Вблизи контакта лампрофиры представлены темной монолитной породой с мелкими ксенокристаллами кварца. С удалением от контакта породе становится светлее и в ней значительно возрастает количество видимых макроскопических чешуек биотита. Микроскопически изменение структуры выражается также в большей раскристаллизации основной массы по мере удаления от контакта, т. е. с приближением к гранит-порфировой зоне | 0,0—0,6 |
| 2. Гранит-порфировая зона. Контакт между лампрофировой и гранит-порфировой зонами резкий. В интервале 2,2 м в гранит-порфире наблюдается ксенолит лампрофира | 0,6—4,9 |
| 3. Зона диоритового порфира; контакты между зоной диоритовых порфиритов и гранит-порфира резкие. В интервале 6,6—7,3 м в диоритовый порфирит внедряется апофиза гранит-порфира с ясно выраженными контактами. В диоритовых порфирах встречаются ксенолиты вмещающих дайку биотит-роговообманковых гранитов | 4,9—8,6 |
| 4. Гранит-порфировая зона с ксенолитами диоритового порфира; границы ксенолитов с гранит-порфирами как резкие, так и постепенные | 8,6—9,8 |
| 5. Зона диоритовых порфиритов, аналогичных диоритовым порфиритам в третьей зоне | 9,8—10,4 |

| | |
|--|-----------|
| 6. Зона лампрофиров, аналогичных лампрофирам в первой зоне; контакт с диоритовыми порфиритами постепенный | 10,4—10,6 |
| 7. Зона гранит-порфиров | 10,6—11,0 |
| 8. Лампрофировая зона, контакты с гранит-порфирами и шахтаминскими гранитоидами резкие, при этом в последних вблизи контакта отмечаются многочисленные лампрофировые апофизы | 11,0—11,3 |

Для рассматриваемой сложной дайки характерно, что между лампрофировой и гранит-порфировой зонами отсутствует зона диоритового порфирита, фиксируемая обычно при постепенном переходе между зонами. В то же время диоритовые порфириты наблюдаются в центральной части дайки. Этим «выпадением» зоны диоритового порфирита, очевидно, и объясняется такой резкий контакт между лампрофирами и гранит-порфирами.

Зона диоритового порфирита отсутствует также и в сложной дайке, вскрытой в северной части месторождения канавой 2008. Здесь с лампрофировой зоной мощностью 5—10 см непосредственно контактирует гранодиорит-порфировая зона, сменяющаяся через несколько метров гранит-порфировой. При этом, если контакт между гранодиорит-порфировой и лампрофировой зонами резкий, то гранодиорит-порфировая зона постепенно (на интервале 20 см), переходит в гранит-порфировую.

Характерной особенностью сложных даек является симметричное строение, выражающееся в одинаковом чередовании зон от обоих заландов к центру. Однако симметричность не выдерживается в мощностях зон, как это было отмечено нами для сложной дайки, вскрытой канавой 2000). Эта дайка характеризуется резкими контактами между зонами; в висячем боку лампрофировая зона (см. рис. 1) имеет мощность 0,6 м, в то время как в лежачем — 0,3 м. По простиранию дайки отмечаются участки, в которых мощность лампрофировых зон колеблется от 0,0 до 0,5 м, а между лампрофировой и гранит-порфировой зонами появляется зона диоритового порфирита, отсутствующая на приведенном выше разрезе. На отдельных участках в центральной части дайки фиксируются гранит-порфиры, сменяющиеся аплитовидными гранитами; последние часто отмечаются в виде мелких прожилков, пересекающих гранодиорит-порфиры и диоритовые порфириты. Таким образом, данная дайка является сложной не только по мощности, но и по простиранию, что выражается в «выпадении» одних и появлении других зон.

Подобные изменения в составе отмечены и для ряда других даек. В некоторых из них в центральной части на отдельных участках наблюдается зона диоритового порфирита (чаще центральные зоны сложены кварцевыми диоритовыми порфиритами). Иногда по простиранию отмечается смена сложных по мощности даек простыми и обратно. Такие изменения характерны в основном для даек, в которых периферийная часть представлена маломощной лампрофировой зоной.

Каждой из зон, входящей в состав сложной дайки, на месторождении соответствуют аналогичные дайки простого строения; при этом возрастные взаимоотношения даек простого строения соответствуют взаимоотношениям, отмеченным для зон. В целом как для сложных, так и для простых даек наблюдается следующая возрастная последовательность (от более древних к молодым): лампрофиры — гранит-порфиры. Более молодые разновидности в сложных дайках тяготеют к центральной части.

Лампрофиры представлены темно-серыми с зеленоватым оттенком породами тонкозернистого строения, иногда порфировой структуры. В качестве вкрапленников наблюдаются кристаллы роговой обманки и биотита (1×2 мм); встречаются редкие оплавленные зерна кварца (до 1,0×0,5 см). Структура пород гипидиоморфнозернистая, лампрофировая, характеризующаяся наличием фенокристаллов биотита и роговой

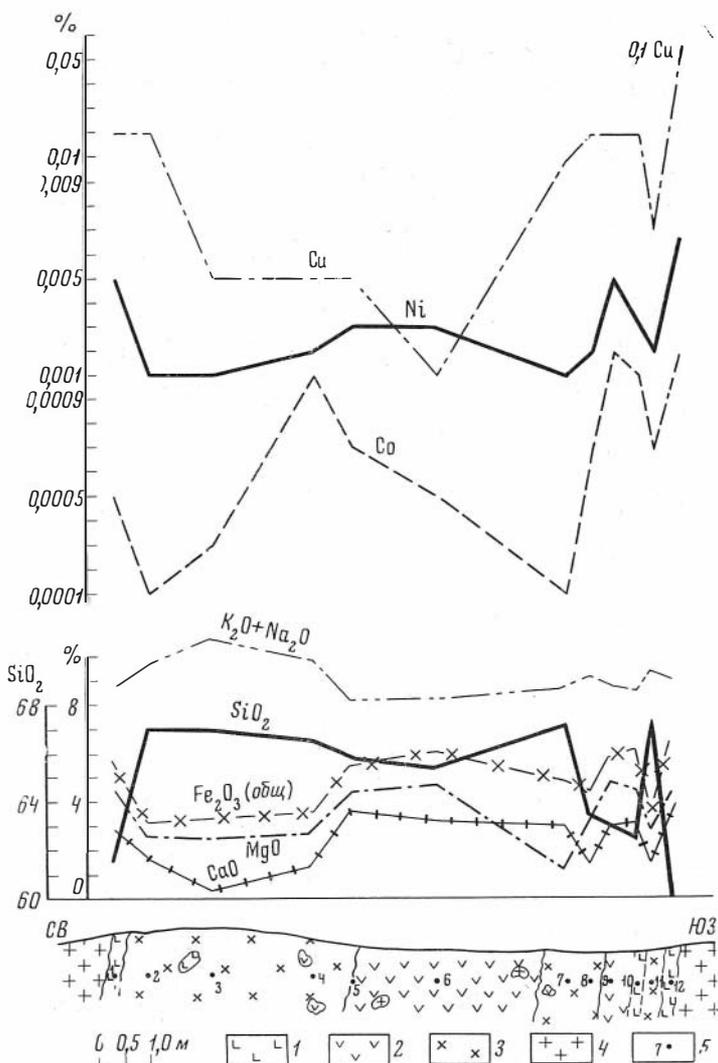


Рис. 1. Разрез сложной дайки и диаграммы изменений химического состава пород, содержаний элементов-примесей по зонам

1 — лампрофиры; 2 — диоритовые порфириды; 3 — гранит-порфиры; 4 — гранитоиды Шахтаминского плутона; 5 — места отбора проб (цифры — номера химических анализов в табл. 4 и 5)

обманки. По минеральному составу лампрофиры в краевых зонах сложных даек представлены спессартитами, часто встречаются малхиты. Плагноклаз (35—45%) — андезин (№ 31—36) — образует ксеноморфные кристаллы по отношению к роговой обманке и биотиту. Размер кристаллов плагноклаза достигает $0,6 \times 1,0$ мм; по минералу развивается серицит. Роговая обманка (до 45%) в основной массе представлена короткопризматическими кристаллами размером в сотые доли миллиметра, иногда образует спутанно-волокнистые агрегаты. Во вкраплениях роговая обманка встречается в виде игольчатых кристаллов с плеохроизмом в буровато-зеленых тонах. По периферии кристаллов роговой обманки развивается актинолит. Биотит (до 25%) в виде мелких чешуек отмечается в подчиненном количестве по отношению к роговой обманке. Плеохроизм резкий в бурых тонах, $Ng = 1,654 \pm 0,002$, общая железистость — $Fe/(Fe+Mg)$, определенная по показателю преломления (Соболев,

1950), равна 58—60%. В некоторых табличках биотита присутствуют включения кристаллов апатита, рутила. Калиевый полевой шпат, кроме единичных крупных фенокристов (до $1,0 \times 1,3$ мм), в небольшом количестве отмечается в основной массе в виде ксеноморфных зерен размером $0,01 \times 0,007$ мм.

Диоритовые порфириды — породы темно-серого до черного цвета. Среди них выделяются разности, приближающиеся по составу как к гранодиоритам, так и к лампрофирам. Структуры пород порфириды с микрогипидиоморфнозернистой основной массой. Порфириды выделения представлены кристаллами плагиоклаза (до 2 см), роговой обманки ($0,5 \times 1,0$ см) и биотита ($0,3 \times 0,5$ см). Кроме того, в породах отмечаются крупные фенокристаллы калиевого полевого шпата и оплавленные зерна кварца, окруженные каемками из роговой обманки и биотита, образовавшиеся вследствие взаимодействия уже выделившихся кристаллов и жидкой магмы. Количество фенокристов в породах достигает 10%, а более мелких вкрапленников (размером до 2,0—2,5 мм) — 10—15%. В основной массе преобладающим минералом является плагиоклаз (до 50—55%) — андезин (№ 30—35), — представленный широкими таблитчатыми кристаллами размером до $0,3 \times 0,3$ мм. Во вкрапленниках плагиоклаз представлен андезином (№ 35—39); только отдельные зерна имеют более кислый состав — № 30. Плагиоклаз вкрапленников часто зональный (зональность обратная, более кислые разности в центральной зоне). Кристаллы плагиоклаза серицитизированы. Роговая обманка (20—25%) широко распространена как в основной массе, так и в виде вкрапленников. Минерал плеохроирует в светло-зеленых тонах; $2V=72^\circ$, $cNg=14—15^\circ$. Роговая обманка находится в тесной ассоциации с биотитом, обычно замещается актинолитом, хлоритом, эпидотом. Биотит составляет до 15—20% объема породы, часто содержит включения апатита, циркона и магнетита. Общая железистость минерала, определенная по показателю преломления ($Ng=1,645 \pm 0,002$), равна 50%. Калиевый полевой шпат (до 5%) и кварц (3—5%) наблюдается в виде мелких ксеноморфных зерен в основной массе пород.

Гранодиорит-порфиры характеризуются типичной порфиридой структурой с микроаллотриоморфнозернистой, реже микропйкилитовой структурами основной массы. Главным породообразующим минералом является плагиоклаз (45—55%), представленный андезином (№ 29—33); встречается в виде вкрапленников и среди основной массы. Плагиоклаз серицитизирован, эпидотизирован, иногда по нему развивается альбит. Калиевый полевой шпат (15—25%) слагает крупные (1,0—1,7 см) порфириды выделения; $2V=55—60^\circ$; в основной массе минерал сильно пелитизирован. Кварц во вкрапленниках представлен оплавленными зернами размером до 1,5 мм; в основной массе кварц (до 20—25%) в форме мелких зерен равномерно распределен среди других минералов. Биотит встречается в виде резко плеохроирующих пластинок, в которых отмечаются включения апатита, сфена, циркона; минерал частично хлоритизирован. Роговая обманка наблюдается в форме шестоватых слабо плеохроирующих кристаллов, $cNg=15—17^\circ$; по периферии зерен часто развивается хлорит, эпидот.

Гранит-порфиры — породы серого и розовато-серого цвета с хорошо выраженным порфиридовым строением. В качестве порфиридов выделений отмечаются крупные (от 0,5 до 2,0 см) удлиненные кристаллы калиевого полевого шпата и оплавленные зерна кварца; кроме того, присутствуют мелкие вкрапленники плагиоклаза, роговой обманки, листочки биотита. Крупные порфириды выделения составляют лишь 10—15%, в то время как мелкие — до 40% от объема породы. Основная масса тонкозернистая (0,05—0,1 мм), часто приближающаяся к фельзитовой. Калиевый полевой шпат (до 35%) обычно корродируется основной

массой; замещает плагиоклаз, реликты которого сохраняются в центральной части крупных кристаллов. Плагиоклаз (40—45%) наблюдается как во вкрапленниках, так и в основной массе. Во вкрапленниках он представлен полисинтетически сдвойникованными кристаллами, близкими по составу к олигоклазу (№ 21—24) и олигоклаз-андезину (№ 28—32). В основной массе плагиоклаз (олигоклаз) встречается в виде идиоморфных табличек размером 0,1—0,2 мм. Биотит (до 5%) беспорядочно распределен по всей массе породы; $Ng=1,636 \pm 0,002$. Общая железистость минерала — $Fe/(Fe+Mg)$, определенная по показателю преломления, равна 43—45%. Роговая обманка (3—5%) развивается в виде односторонних удлинённых кристаллов, обычно с периферии замещенных актинолитом; $cNg=15-17^\circ$, $2V=70-72^\circ$. Кварц (до 5—7%) представлен ксеноморфными зёрнами, выполняющими промежутки между другими минералами.

Акцессорные минералы сложных даек

Особенности акцессорных минералов сложных даек рассматриваются на основании анализа протолок, отобранных из изученной выше дайки, вскрытой канавой 2000. Были проанализированы все разности пород, слагающих дайку, а также исследована протолочка, составленная из мелких ксенолитов лампрофира, захваченных гранит-порфировой массой. В последнем случае, как и следовало ожидать, на составе акцессорной части породы сказались влияние более поздних магматических образований.

В целом все исследованные разности пород сложной дайки, как и вообще все дайковые и штоковые субвулканические образования Шахтаминского месторождения, а также и вмещающие их шахтаминские гранитоиды, содержат довольно ограниченное число акцессорных минералов (табл. 1). В таблицу включены также сульфиды, продукты их преобразования и шеелит, связанные с развитием более поздних наложенных процессов. При этом не исключено, что источником вещества для этих минералов во многом являлись сами породы. Не совсем ясно пока причина появления среди акцессориев турмалина, являющегося в целом для месторождения минералом додайковым, характерным для процесса минералообразования, связанного со становлением шахтаминских гранитоидов. Интересно, что в отличие от других акцессорных минералов

ТАБЛИЦА 1

Видовой состав и содержание акцессорных минералов сложной дайки (в г/т)

| Минерал | Лампрофир (обр. 881/2) | Диоритовый порфирит (обр. 881/8) | Гранит-порфир (обр. 881/5) | Ксенолиты лампрофира в гранит-порфире (обр. 881/4) |
|-------------|---------------------------|--|-------------------------------|--|
| Апатит | 2,1 | 27,5 | 165,8 | 203,1 |
| Магнетит | 3,3 | 2,27 | 10,32 | 23,1 |
| Сфен | 138,0 | 741,1 | 205,4 | 171,2 |
| Циркон | Ед. зн. | 4,5 | 5,6 | 9,37 |
| Турмалин | 199,0 | 169,5 | — | 13,1 |
| Шеелит | 0,7 | 5,7 | — | Ед. зн. |
| Пирит | 50,7 | 643,0 | 791,6 | 1143,7 |
| Халькопирит | — | — | Ед. зн. | — |
| Лимонит | — | 333,6 | — | — |
| Брукит | — | Ед. зн. | — | — |
| Бисмутит | — | 2,3 | — | — |
| Висмутин | — | Ед. зн. | — | — |

содержание турмалина убывает в более молодых субвулканических образованиях: в гранит-порфировой протолочке турмалин даже не был зафиксирован; незначительно его количество и в ксенолитах лампрофира. Этот факт наряду с практическим отсутствием турмалина в постдайковых гидротермальных образованиях позволяет связывать происхождение данного минерала непосредственно с формированием субвулканических тел. От лампрофиров к гранит-порфирам наблюдается довольно резкое увеличение содержания апатита (особенно оно значительно в протолочке, составленной из ксенолитов, лампрофира, где повышенное количество апатита объясняется влиянием гранит-порфира). В том же направлении увеличивается количество циркона и магнетита. Наибольшее содержание сфена зафиксировано в диоритовых порфиритах.

Из всей гаммы аксессуарных минералов, встреченных в породах сложных даек, особо интересным объектом исследования является апатит, обладающий широкой изоморфной смесимостью и чутко реагирующий на изменение физико-химических условий среды минералообразования (Никитина, Сотников, 1966; Сотников, Никитина, 1968).

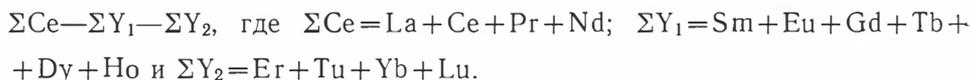
В лампрофирах апатит встречается в виде своеобразных уплощенных неполных кристаллов с комбинацией призмы $\{10\bar{1}0\}$ и плохо развитой $\{11\bar{2}0\}$. Характерные крупные размеры кристаллов, достигающие в поперечнике $0,3 \times 0,1$ мм. Апатит в основной своей массе бесцветный, прозрачный, обладает розовой люминесценцией в УФ-лучах.

В диоритовых порфиритах наблюдаются две морфологические разновидности апатита: основная масса его представлена крупными призматическими кристаллами с призмой $\{10\bar{1}0\}$ и пирамидой $\{10\bar{1}1\}$. Минерал бесцветный, полупрозрачный до прозрачного; обладает тускло-розовой люминесценцией в УФ-лучах. В резко подчиненном количестве здесь присутствует апатит в виде короткопризматических (до изометричных) кристаллов, размером, не превышающим $l=0,07$ мм. Прозрачный, бесцветный, с розовой люминесценцией в УФ-лучах.

Апатит гранит-порфиров представлен крупными неполными кристаллами. Размер отдельных сохранившихся кристаллов достигает: $l=0,5—0,6$ мм, $h=0,25$ мм. Полупрозрачен до прозрачного. Наряду с этим встречаются мелкие ($l=0,1$ мм, $h=0,03$ мм) длиннопризматические кристаллы прозрачного, бесцветного апатита с корродированными гранями. Люминесценция в УФ-лучах розовая.

Как видно, морфологические особенности изученных апатитов близки. Много общего имеется и в их составе, хотя здесь наблюдаются некоторые вариации, зависящие от петрохимических особенностей пород, слагающих сложную дайку.

Одним из характерных свойств аксессуарного апатита является распределение в нем лантаноидов, что может быть рекомендовано в качестве отчетливого типоморфного признака. Количественное определение редкоземельных элементов в апатитах (табл. 2) производилось на спектрографе ДФС-13 с решеткой 600 штрихов/мм в первом порядке. Рабочая область спектра 2500—3500 Å. Навеска пробы составляла 5 мг (аналитик В. И. Симонова, ИГГ СО АН СССР). Для сравнения состава лантаноидов в апатитах использовалась методика, предложенная Л. С. Бородиным и Д. А. Минеевым, с выделением трех групп лантаноидов:



Как видно из табл. 2, наибольшим содержанием ΣTR отличаются аксессуарные апатиты гранит-порфиров. По соотношению трех групп лантаноидов все апатиты характеризуются селективно цериевым составом ред-

ТАБЛИЦА 2

Состав редких земель в акцессорном апатите сложной дайки (в %)

| Порода | Σ TR | La | Ce | Eu | Gd | Er | Tu | Yb | Соотношение трех групп лантаноидов $\Sigma Ce - \Sigma Y_n - \Sigma Y_2$ |
|---|-------------|-------|-------|------|------|------|------|-------|--|
| Ксенолит лампрофира в гранит-порфире (обр. 881/4) | 0,775 | 45,16 | 51,60 | 1,29 | 1,29 | 0,33 | 0,03 | 0,25 | 96,76—2,58—0,66 |
| Диоритовый порфирит (обр. 881/8) | 0,695 | 43,16 | 50,35 | 1,43 | 4,31 | 0,43 | 0,04 | 0,23 | 93,51—5,74—0,75 |
| Гранит-порфир (обр. 881/5) | 0,949 | 52,68 | 42,15 | 1,05 | 2,65 | 3,70 | 1,05 | 0,316 | 94,83—3,70—1,47 |

ких земель. При этом наиболее высокое значение ΣCe зафиксировано в апатите из ксенолитов лампрофира. Заметно снижается количество редких земель цериевой подгруппы в апатите из диоритового порфирита. Из-за незначительного количества минерала мы не имеем данных по содержанию редких земель в апатите лампрофиров, что не дает возможности оценить влияние гранит-порфиров на особенности TR в апатитах лампрофировых ксенолитов. В апатите гранит-порфиров по сравнению с апатитом более основных разностей пород наблюдается увеличение ΣY_2 в основном за счет повышенного содержания Er и Tu. Еще более отчетливое увеличение ΣY_2 характерно для акцессорного апатита гидротермально-измененных пород, сопровождающих субвулканический магматизм. Апатит диоритовых порфиритов отличается заметным возрастанием ΣY_1 . Резкое увеличение ΣY_1 происходит за счет повышенного содержания в апатите Gd.

Интересной особенностью апатита из пород сложной дайки является постоянное присутствие и в довольно значительных количествах Eu, который отмечается почти повсеместно в апатитах гранитоидов, с которыми связывается минерализация медно-молибденовой рудной формации, и не характерен для апатитов молибдено-редкометалльно-вольфрамовой (грейзеновой) формации. Из элементов-примесей в апатитах установлены: Y, Zr — сотые доли процента; Pb, Cu, Ti — тысячные и десятитысячные доли процента (по данным полуколичественного спектрального анализа; аналитик В. И. Симонова).

Для акцессорного апатита сложной дайки была выполнена серия анализов с использованием электронного микрозондирования, что позволило впервые получить данные о составе этого минерала в подобных образованиях. Как видно из табл 3, по составу все апатиты в целом близки между собой и принадлежат к группе фтор-apatитов с повышенным содержанием хлора. Последнее является характерной особенностью

ТАБЛИЦА 3

Состав акцессорного апатита сложной дайки по данным электронного микрозондирования (в %)

| Порода | № пробы | F | Cl | MnO | Fe ₂ O ₃ | SiO ₂ | SO ₃ | Na ₂ O | SrO |
|---------------------------------------|---------|------|------|------|--------------------------------|------------------|-----------------|-------------------|------|
| Лампрофир | 881/2 | 2,45 | 0,37 | 0,09 | 0,10 | 0,23 | 0,15 | 0,21 | 0,11 |
| Ксенолиты лампрофира в гранит-порфире | 881/4 | 2,90 | 0,43 | 0,11 | 0,13 | 0,23 | 0,22 | 0,27 | 0,10 |
| Диоритовый порфирит | 881/8 | 2,10 | 0,49 | 0,11 | 0,08 | 0,23 | 0,12 | 0,16 | 0,13 |
| Гранит-порфир | 881/5 | 2,30 | 0,50 | 0,24 | 0,07 | 0,33 | 0,12 | 0,24 | 0,15 |

большинства апатитов из гранитоидов (особенно из субвулканических образований) Шахтаминского месторождения. В соответствии с нарастанием общей кислотности пород (от лампрофиров к гранит-порфирам) в апатитах несколько увеличивается содержание Cl , MnO , SiO_2 , SrO и снижается содержание Fe_2O_3 ; особенностью апатитов является постоянное присутствие в их составе серы.

В морфологии магнетита из отдельных разновидностей пород, слагающих сложную дайку, каких-либо отличий не наблюдается. Обычно магнетит встречается в виде мелких ($d=0,03—0,05$ мм) октаэдрических кристаллов и неправильных зерен, иногда слабо корродированных (обычно в лампрофире). В диоритовом порфирите зафиксирована незначительная мартитизация магнетита.

Сфен более основных разновидностей пород (лампрофиры, диоритовые порфириты) резко отличается по окраске от сфена гранит-порфиров. Представлен он обычно неправильными зернами (реже кристаллами) от бесцветных абсолютно прозрачных до светло-желтых с зеленоватым оттенком. В виде единичных зерен встречается прозрачный сфен желто-бурого цвета, аналогичный сфену из гранит-порфиров; в последних сфен имеет еще более темно-бурюю окраску. В ксенолитах лампрофира зафиксировано две разновидности сфена: одна — аналогична преобладающей в лампрофирах разновидности, а другая — сфену гранит-порфиров. Вторая разновидность сфена является явно наложенной, связанной с внедрением более поздних гранит-порфиров. Аналогичное происхождение имеют, очевидно, и единичные зерна желто-бурого сфена, установленные в пробе лампрофира.

Циркон представлен хорошо образованными кристаллами призматического облика (прозрачными до полупрозрачных) медового цвета. Некоторые кристаллы имеют включения темноцветных минералов. Отмечаются наросты, продолжающие кристаллы в длину и боковые. В УФ-лучах минерал светится ярким желтым цветом. В гранит-порфирах изредка встречаются кристаллы буровато-желтого цвета, полупрозрачные и непрозрачные.

Петрохимическая характеристика пород сложных даек

Для выяснения петрохимических особенностей пород мы располагаем 22 анализами проб, которые были отобраны по разрезам сложных даек. Все анализы (табл. 4,5) пересчитаны по методу А. М. Заварицкого и в виде векторов нанесены на диаграмму (рис. 2); для сравнения на диаграмму нанесены векторы средних типов пород по Р. Дэли. При рассмотрении положения фигуративных точек на плоскости тетраэдра ASB видно, что большинство их группируется вдали от оси SB , свидетельствуя о богатстве пород щелочными алюмосиликатами. По направлению векторов на плоскости ASB все породы четко делятся на две группы: 1) породы, пересыщенные глиноземом (анализы удовлетворяют условию $\text{Al} > \text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}$), и 2) породы нормального ряда ($2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K} > \text{Al} > \text{Na} + \text{K}$).

Химический состав наиболее кислых разновидностей пород (гранит-порфиров), наблюдаемых в сложных дайках, характеризуется высоким содержанием кремнезема ($S=72—76,4\%$), повышенным количеством щелочных алюмосиликатов ($a=14—18,6$) и незначительным количеством полевошпатовой извести ($c=1,0—2,2$). В данной группе пород обращает внимание высокое значение параметра b , отражающего содержание фемических компонентов; для некоторых пород его значение равно $8,2—9,4$, что характеризует данные разности пород как переходные к гранодиоритпорфирам. Петрографически эта особенность выражается в

Химический состав пород сложных даек (в %)

| № п/п | № обр. | Порода, место взятия | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|-------|--------|--|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|--------|--------|
| 1 | 881/2 | Лампрофир, северо-восточный фланг месторождения, канава 2002 | 61,50 | 0,7 | 15,30 | 1,20 | 3,90 | 4,60 | 2,90 | 4,00 | 4,70 | 1,90 | 100,50 |
| 2 | 881/3 | Гранит-порфир, там же | 67,00 | 0,6 | 14,20 | 0,80 | 2,20 | 2,60 | 1,70 | 3,90 | 5,70 | 1,50 | 100,20 |
| 3 | 881/5 | » | 67,00 | 0,6 | 15,40 | 1,10 | 2,10 | 2,50 | 0,40 | 5,00 | 5,70 | 0,30 | 100,10 |
| 4 | 881/6 | » | 66,50 | 0,6 | 13,90 | 1,50 | 1,90 | 2,90 | 1,40 | 4,20 | 5,70 | 1,80 | 100,30 |
| 5 | 881/7 | Гранодиорит-порфир » | 65,80 | 0,7 | 12,70 | 1,60 | 3,50 | 4,40 | 3,60 | 4,00 | 4,20 | 1,30 | 101,80 |
| 6 | 881/8 | Диоритовый порфирит » | 65,40 | 0,6 | 12,60 | 1,20 | 4,30 | 4,70 | 3,20 | 3,80 | 4,40 | 1,30 | 101,50 |
| 7 | 881/9 | Гранит-порфир » | 67,10 | 0,6 | 15,30 | 0,90 | 3,60 | 1,20 | 3,00 | 4,20 | 4,50 | 1,10 | 101,50 |
| 8 | 881/10 | То же | 63,50 | 0,7 | 15,60 | 1,00 | 3,20 | 3,20 | 1,40 | 3,90 | 5,30 | 1,50 | 99,30 |
| 9 | 881/11 | Диоритовый порфирит » | 63,00 | 0,7 | 13,40 | 1,30 | 4,20 | 4,80 | 3,00 | 3,70 | 5,10 | 1,30 | 100,50 |
| 10 | 881/12 | Лампрофир » | 62,50 | 0,6 | 12,40 | 1,00 | 4,70 | 4,50 | 3,10 | 4,20 | 4,40 | 1,90 | 100,30 |
| 11 | 881/13 | Гранит-порфир » | 67,00 | 0,7 | 15,20 | 1,30 | 2,20 | 2,90 | 1,40 | 4,30 | 5,10 | 1,50 | 101,60 |
| 12 | 881/14 | Лампрофир » | 60,00 | 0,8 | 15,00 | 2,00 | 4,00 | 4,30 | 3,40 | 4,30 | 4,70 | 1,40 | 99,90 |
| 13 | 2270 | Гранодиорит-порфир, центральная часть месторождения, канава № 21 | 65,40 | 0,2 | 16,50 | 2,48 | 2,48 | 2,63 | 2,81 | 3,80 | 2,13 | — | 93,30 |
| 14 | 2271 | Гранодиорит-порфир, там же | 66,50 | 0,2 | 15,40 | 0,97 | 3,15 | 2,17 | 2,17 | 4,45 | 3,55 | — | 93,56 |
| 15 | 2272 | Гранит-порфир » | 67,60 | 0,2 | 15,20 | 1,17 | 2,34 | 1,91 | 1,77 | 4,25 | 3,39 | — | 93,83 |
| 16 | 2273 | Гранодиорит-порфир » | 66,72 | 0,2 | 15,40 | 1,52 | 3,06 | 3,06 | 2,79 | 2,72 | 3,36 | — | 93,83 |
| 17 | 2274 | Лампрофир » | 63,34 | 0,3 | 16,12 | 1,61 | 3,26 | 3,79 | 2,76 | 4,07 | 3,72 | — | 93,97 |
| 18 | 1661 | Лампрофир, центральная часть месторождения, канава № 814 | 53,38 | 0,5 | 14,50 | 3,51 | 4,21 | 6,36 | 4,97 | 3,12 | 2,75 | — | 93,30 |
| 19 | 1662 | Диоритовый порфирит, там же | 60,10 | 0,3 | 16,15 | 1,69 | 3,77 | 5,85 | 3,47 | 4,15 | 2,66 | — | 99,14 |
| 20 | 1663 | Гранодиорит-порфир » | 64,31 | 0,3 | 15,93 | 1,84 | 2,57 | 3,87 | 2,53 | 4,10 | 2,82 | — | 93,27 |
| 21 | ПР-8 | Гранит-порфир, северный фланг месторождения, канава № 2008 | 67,25 | 0,8 | 15,77 | 1,64 | 1,62 | 2,20 | 1,73 | 2,92 | 5,16 | 1,10 | 100,19 |
| 22 | ПР-9 | Гранодиорит-порфир, там же | 65,58 | 1,0 | 14,93 | 2,68 | 1,04 | 2,82 | 2,10 | 3,11 | 5,51 | 1,49 | 100,31 |

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому) химических составов пород сложных даек (см. табл. 4)

| № п/п | № обр. | Числовые характеристики | | | | | | | | | | | |
|-------|--------|-------------------------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|------|
| | | a | c | b | S | a' | f' | m' | c' | n | φ | t | Q |
| 1 | 881/2 | 15,3 | 2,3 | 13,2 | 69,2 | — | 34,2 | 57,3 | 8,5 | 56,5 | 7,4 | 0,9 | 5,5 |
| 2 | 881/3 | 16,5 | 1,0 | 8,2 | 74,3 | — | 34,0 | 54,0 | 12,0 | 51,0 | 8,3 | 0,3 | 14,6 |
| 3 | 881/5 | 13,6 | 0,4 | 7,2 | 73,8 | 3,7 | 39,5 | 56,8 | — | 57,2 | 12,3 | 0,7 | 10,0 |
| 4 | 881/6 | 17,1 | 0,5 | 8,6 | 73,8 | — | 33,6 | 52,6 | 13,3 | 52,7 | 13,7 | 0,7 | 12,9 |
| 5 | 881/7 | 14,0 | 1,0 | 14,5 | 70,5 | — | 30,4 | 43,0 | 21,6 | 59,0 | 8,8 | 0,8 | 12,0 |
| 6 | 881/8 | 13,8 | 1,2 | 14,8 | 70,2 | — | 31,9 | 50,5 | 17,6 | 56,5 | 6,0 | 0,7 | 11,6 |
| 7 | 881/9 | 15,5 | 2,2 | 7,3 | 75,0 | — | 57,0 | 24,3 | 13,2 | 53,3 | 11,0 | 0,7 | 16,8 |
| 8 | 881/10 | 16,0 | 2,0 | 10,0 | 72,0 | 11,2 | 36,8 | 52,0 | — | 53,0 | 7,9 | 0,3 | 10,0 |
| 9 | 881/11 | 14,9 | 1,1 | 15,0 | 69,0 | — | 32,2 | 51,8 | 16,0 | 52,5 | 7,0 | 0,8 | 7,1 |
| 10 | 881/12 | 15,0 | 0,4 | 15,6 | 69,0 | — | 32,5 | 47,2 | 20,3 | 59,1 | 5,1 | 0,3 | 7,6 |
| 11 | 881/13 | 16,2 | 1,7 | 7,9 | 74,2 | 1,6 | 33,9 | 59,5 | — | 56,1 | 13,2 | 0,8 | 14,3 |
| 12 | 881/14 | 15,9 | 1,9 | 14,9 | 67,4 | — | 36,4 | 43,6 | 15,0 | 53,0 | 10,0 | 0,9 | 1,1 |
| 13 | 2270 | 11,3 | 3,0 | 12,3 | 73,1 | 32,0 | 23,0 | 40,0 | — | 72,6 | 16,0 | 0,2 | 21,8 |
| 14 | 2271 | 14,7 | 2,6 | 7,6 | 75,1 | 5,0 | 46,0 | 49,0 | — | 66,0 | 10,4 | 0,2 | 13,2 |
| 15 | 2272 | 14,0 | 3,0 | 6,6 | 76,4 | — | 47,0 | 49,0 | 4,0 | 65,0 | 10,1 | 0,3 | 21,8 |
| 16 | 2273 | 10,1 | 3,3 | 12,5 | 74,1 | — | 32,0 | 40,0 | 23,0 | 54,0 | 10,2 | 0,2 | 24,7 |
| 17 | 2274 | 14,0 | 3,4 | 11,4 | 71,2 | 6,0 | 39,0 | 55,0 | — | 62,5 | 12,1 | 0,4 | 11,0 |
| 18 | 1661 | 10,6 | 5,3 | 19,3 | 65,8 | — | 36,0 | 55,0 | 9,0 | 63,2 | 15,9 | 0,6 | -6,1 |
| 19 | 1662 | 12,9 | 2,2 | 14,9 | 63,0 | 1,0 | 33,0 | 66,0 | — | 70,0 | 9,9 | 0,4 | 6,0 |
| 20 | 1663 | 12,7 | 3,2 | 12,3 | 71,3 | 16,0 | 32,0 | 52,0 | — | 69,0 | 12,4 | 0,4 | 15,0 |
| 21 | ПР-8 | 13,5 | 2,1 | 9,4 | 75,0 | 32,0 | 30,0 | 33,0 | — | 47,0 | 14,6 | 0,9 | 21,0 |
| 22 | ПР-9 | 14,6 | 2,6 | 8,1 | 74,7 | 2,0 | 40,0 | 59,0 | — | 46,0 | 23,3 | 1,1 | 17,6 |

Примечание. Анализы 13—20 заимствованы у О. К. Кожевникова.

некотором увеличении количества темноцветных минералов в гранит-порфирах. Общее количество окиси калия и окиси натрия в породах достигает 10,7%, при незначительном преобладании натрия над калием.

Группа гранодиорит-порфиров близка к предыдущей по содержанию кремнезема ($S=70,5—75,1\%$), щелочных алюмосиликатов ($a=11,3—14,7$), полевошпатовой извести ($c=1,0—3,3$); некоторые отличия заключаются лишь в повышенном количестве фемических минералов ($b=12,3—14,0$) и окиси натрия ($n=72,6$).

Диоритовые порфириты охарактеризованы двумя анализами (№ 9, 19); фигуративные точки составов располагаются в области пород, богатых щелочными алюмосиликатами ($a=12,9—14,9$) и бедных полевошпатовой известью ($c=1,1—2,2$). Для пород характерно некоторое преобладание окиси натрия над окисью калия ($n=52,5—70,0$).

Лампрофиры, встречающиеся в краевых частях сложных даек, представлены малхитами, спесартитами и, по классификации А. Н. Заварицкого, входят в группу роговообманковых лампрофиров диоритового состава. Своеобразие пород этой группы заключается в крайне непостоянном количестве темноцветных минералов, что резко отражается на их химизме. Большинство фигуративных точек составов лампрофиров располагается вблизи от фигуративных точек составов диоритовых порфиритов, что подчеркивает их сходство. Вместе с тем отдельные анализы отклоняются как в сторону более кислых, так и в сторону более основных пород.

Интересные результаты получены при рассмотрении отношений главных и дополнительных характеристик в зависимости от щелочности по-

род. Анализ изменения числовых характеристик в сочетании с данными петрографических исследований позволяет сделать ряд выводов об особенностях изменения состава магмы. На графике (рис. 3), характеризующем отношение количества кальция в алюмосиликатах (c) к щелочности пород (a), видно, что все фигуративные точки группируются в полосу, наклоненную вправо вниз. Наклон полосы свидетельствует о том, что с возрастанием щелочности уменьшается значение анортитовой составляющей. Минералогически данная зависимость выражается в незначительном изменении состава плагиоклаза от более основного в лампрофирах и диоритовых порфиритах до кислого — в гранит-порфирах. Увеличение содержания свободной извести (« c ») ведет к образованию кальциевых минералов, таких как роговая обманка, сфен, апатит и др.

Рассматривая отношение железа и магния (рис. 3) в феррических минералах, можно отметить, что с увеличением щелочности пород наблюдается тенденция к увеличению железа и магния. Существенным дополнением к этим диаграммам является графическое выражение отношения FeO/MgO к общей железистости пород (b). Все точки на диаграмме (рис. 3) группируются в определенных пределах изменения отношения FeO/MgO от 1,0—2,0, достигая в одном случае (анализ 7) 3,7%.

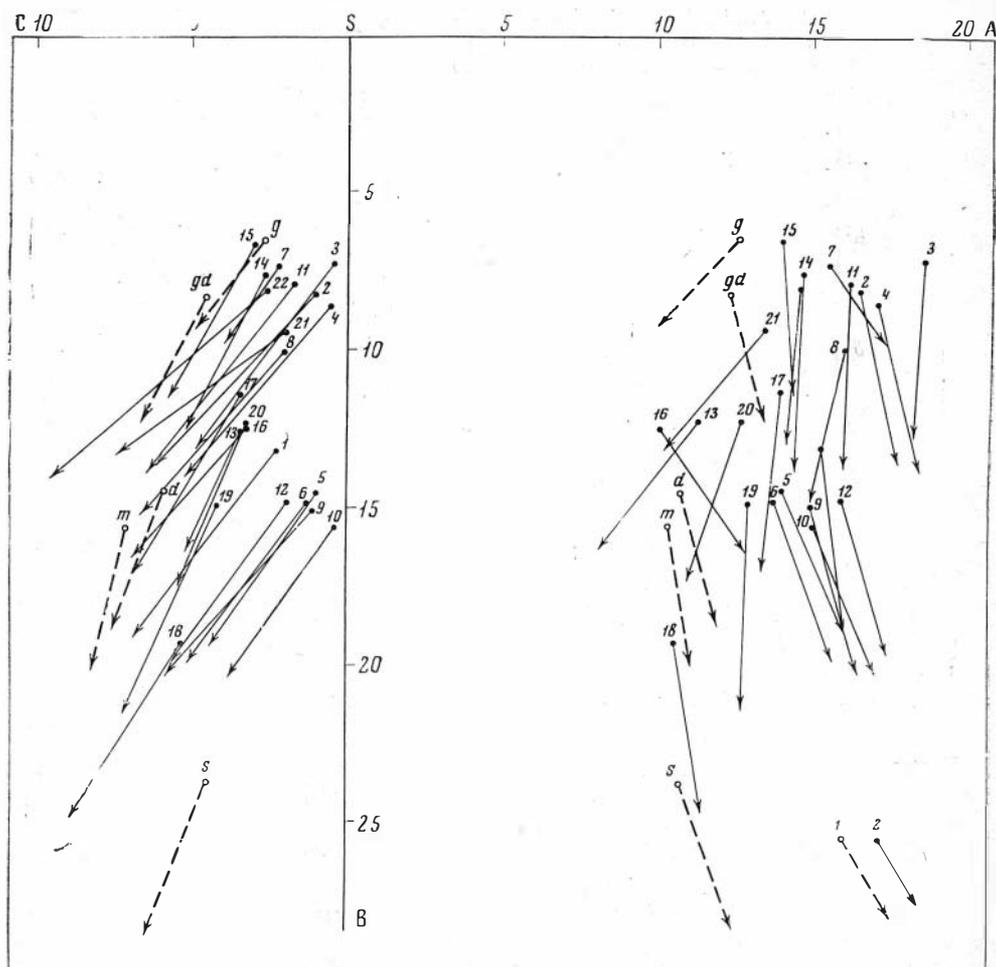


Рис. 2. Векторная диаграмма химических составов пород сложных даек

1 — средние типы пород по Дели; 2 — породы сложных даек (цифры у векторов соответствуют номерам химических анализов в табл. 4, 5)

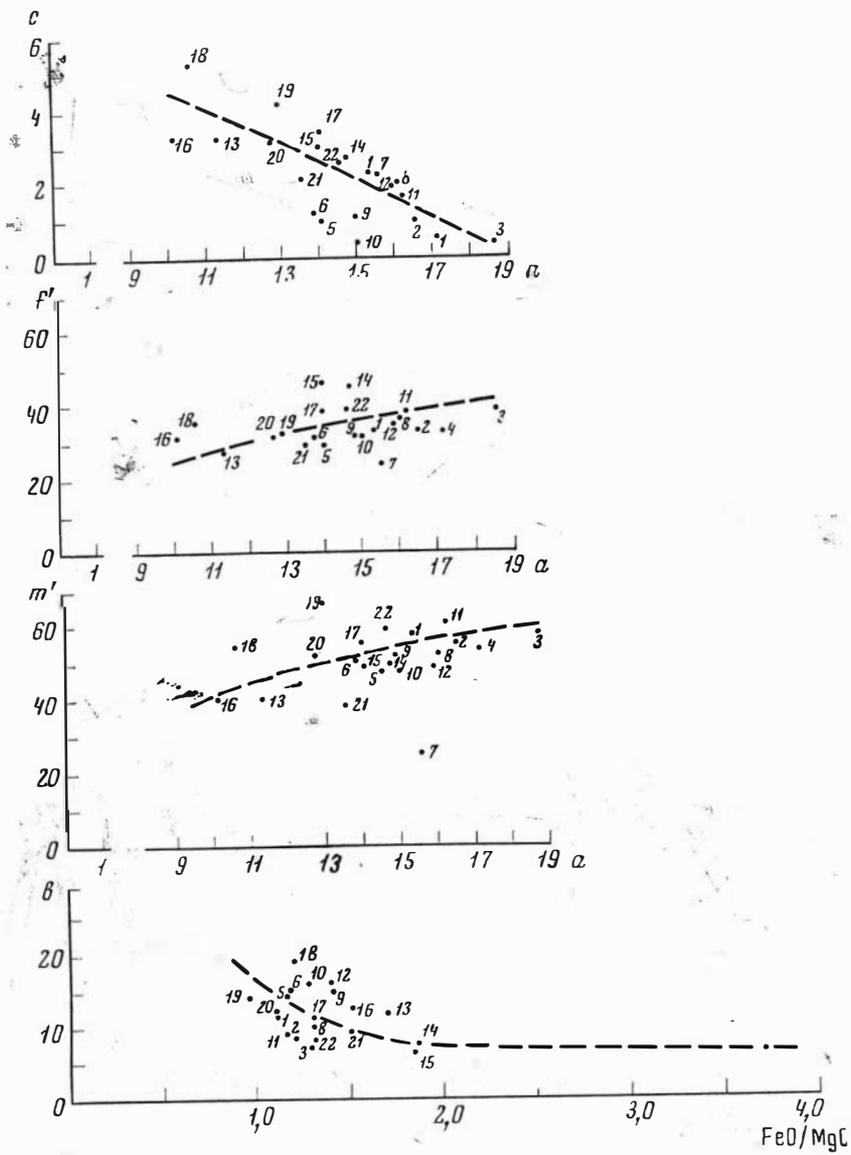


Рис. 3. Диаграммы изменений параметров c, f', m' от содержания щелочных металлов в алюмосиликатах (а) и отношения FeO/MgO в зависимости от общей железистости пород (в)
 Цифры около точек — номера химических анализов (в табл. 4, 5)

В изменении параметров намечается тенденция к увеличению отношения FeO/MgO в зависимости от уменьшения коэффициента b , что характерно для магм основного состава.

Изменение химизма пород сложных даек по разрезу хорошо иллюстрируется диаграммами (см. рис. 1). На них отчетливо видно, что от периферии к центру происходит последовательное увеличение содержания SiO_2 , причем, если от лампрофиров к гранит-порфирам содержание SiO_2 увеличивается резко, то в зоне диоритовых порфиров оно несколько понижается и снова увеличивается в зоне гранит-порфиров. Такое последовательное увеличение и уменьшение содержания SiO_2 наблюдается по всему поперечному разрезу. В зависимости от увеличения содержания SiO_2 незначительно возрастает содержание щелочей ($K_2O + Na_2O$) и уменьшается — MgO, Fe_2O_3, CaO .

Характерно распределение элементов-примесей по разрезу сложной дайки. Медь встречается во всех разновидностях пород, но наибольшее содержание отмечается в лампрофирах (до 0,1%). В связи с таким высоким содержанием меди в основных дайках при метасоматическом изменении их формируются участки с халькопиритовой минерализацией, в то время как для самого рудного процесса медь не характерна. На графике (см. рис. 1) прослеживается постепенное уменьшение содержания меди при переходе от основных пород к кислым. Аналогичный характер распределения отмечен также для никеля и кобальта. Молибден обнаружен по всему разрезу сложной дайки, наибольшее содержание его (0,002%) отмечается в диоритовых порфиритах. Группа редких акцессорных элементов-примесей отмечается во всех разновидностях пород в следующих количествах (%): La — (0,003—0,01), при максимальном содержании La (0,01) в диоритовых порфиритах; Y — (0,0003—0,002); Yb — 0,0001; Zr — (0,005—0,007), Ga — 0,001; Ge — 0,0001.

Изложенный выше материал по петрохимии сложных даек позволяет сделать следующие выводы:

1. Все породы богаты щелочными алюмосиликатами.
2. В большинстве пород натрий незначительно преобладает над калием.
3. Для пород характерно возрастание железистости, магнезиальности и уменьшение кальция в алюмосиликатах в зависимости от увеличения щелочности; в породах постепенно возрастает отношение FeO/MgO в процессе уменьшения параметра *b*.
4. Выделенные по петрографическому составу группы пород иногда обладают сходными петрохимическими признаками; особенно эта характерно для следующих групп: лампрофиры — диоритовые порфириды и гранит-порфиры — гранодиорит-порфиры.
5. От периферии к центру сложных даек возрастает содержание SiO₂, K₂O + Na₂O и уменьшается содержание MgO, Fe₂O₃, CaO.
6. Из акцессорных элементов-примесей в породах сложных даек широко распространены: медь, никель, кобальт, молибден и группа редких элементов.

К вопросу о генезисе пород сложных даек

Рассмотренный материал позволил наметить пути для решения вопроса о генезисе сложных даек. Прежде всего необходимо отметить, что дайки сложены породами, образующими естественную ассоциацию, в которой наблюдается последовательная смена от лампрофиров до гранит-порфиров. Возрастные взаимоотношения между отдельными разновидностями пород устанавливаются по следующим данным: наиболее ранние зоны сложены лампрофирами и диоритовыми порфиридами, обильные ксенолиты которых встречаются в гранит-порфирах, между диоритовыми порфиридами и лампрофирами чаще наблюдаются резкие, секущие контакты, но иногда встречаются постепенные переходы. Петрографические и петрохимические исследования показали, что породы всех групп обладают рядом общих черт, свойственных основным магмам: для них характерно большое количество темноцветных минералов, повышенное содержание щелочных алюмосиликатов, равенство в отношении щелочей, постоянное присутствие во всех разновидностях пород элементов группы железа. По этим особенностям рассматриваемые сложные дайки близки к породам шахтаминского комплекса, для которых в качестве родоначальной предполагается магма основного состава (Сидоренко, 1961). О базальтоидной природе первичной магмы свидетельствует постепенное возрастание соотношения железа и магния в зависимости от изменения общей железистости в исследованных группах пород.

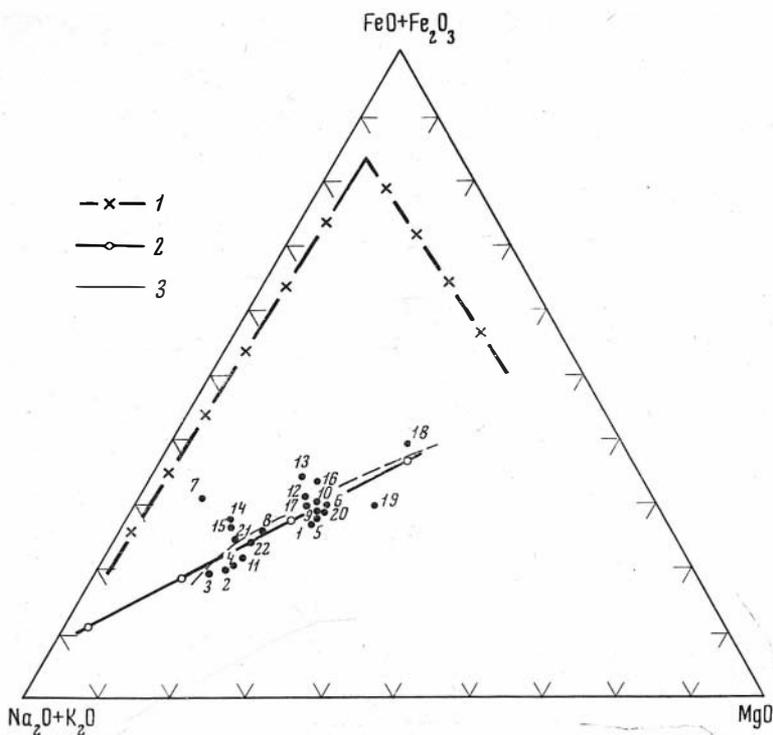


Рис. 4. Направление дифференциации в породах Скаергаадской (1) и известково-щелочной (2) серий, а также в породах сложных даек (3)

Цифры около точек — номера химических анализов в табл. 4, 5

В связи с предположением о первичной основной магме интересными оказались исследования, проведенные по методу Дири (Wager, Deeg, 1939). На треугольной диаграмме (рис. 4) показан различный характер эволюции пород сложных даек, известково-щелочной и Скаергаадской серии. Фигуративные точки составов пород сложных даек располагаются в основном вблизи от линии эволюции известково-щелочных пород, отличаясь несколько повышенным содержанием железа, в то время как для пород Скаергаадской серии характерно резкое обогащение железом на протяжении большей части процесса дифференциации базальтовой магмы. Исследования А. Б. Эдвардса (1950), Тилли (Tilly, 1950), Пальдерваарта, Эльстона (Poldervaart, Elston, 1954) и других авторов показали, что при образовании известково-щелочной серии и близких к ней естественных ассоциаций пород имеют место дифференциация и ассимиляция больших количеств сиалического материала. Тот факт, что ранние дайки сложены преимущественно породами среднего и основного состава позволяет сделать предположение о зарождении магматического очага в пределах границ базальтового и гранитного слоев земной коры. Постепенное обогащение пород железо-магнезиальными компонентами свидетельствует о том, что в этот период в магматическом очаге происходит слабая дифференциация магматического расплава. В последующие этапы тектонического развития района происходит разрастание магматического очага, и в зону магнезиального вовлекаются толщи осадочно-метаморфического (гранитного) слоя; подтверждением данному предположению является большое количество даек гранит- и гранодиорит-порфиров. При этом не исключено, что в процесс магнезиального вовлекались гранитоиды Шахтаминского комплекса, с которыми сложные дайки имеют много общего в петрохимическом и геохимическом отношении.

Касааясь вопроса формирования тел сложных даек, прежде всего следует отметить, что процессы гибридизации и внутридайковой дифференциации магматического расплава если и имели место, то были незначительными и не могли оказать серьезного влияния на их образование. В пользу такого заключения свидетельствуют следующие факты: 1) наличие даек простого строения, образованных теми же породами, что и зоны в сложных дайках и залегающих в одних и тех же породах; 2) близость химического и минералогического составов вмещающих дайки шахтаминских гранитоидов с составом гранодиорит-порфиоров и гранит-порфиоров, играющих основную роль как в сложных, так и простых дайках; 3) наличие резких контактов между зонами сложных даек зон «закалок» и прожилков, отходящих от одних зон и пересекающих другие, а также ксенолитов пород из одних зон в другие; 4) нарушение симметричного строения, «выпадение» отдельных зон и «появление» их не на своих местах; 5) отсутствие какой-либо определенной закономерности между изменением мощностей отдельных зон.

Конечно, полностью влияние гибридизации и внутридайковой дифференциации магматического расплава отрицать нельзя, но оно, очевидно, сводилось к усложнению строения отдельных зон. Возможно также, что результатом этих процессов было образование некоторых даек гранит-порфиоров, постепенно переходящих от своих внутренних частей к периферии в гранодиорит-порфиры.

На основании проведенных исследований нам представляется более вероятным образование сложных даек в результате неоднократного внедрения расплавов различного состава при сохраняющейся тектонической обстановке. Причем все зоны являются производными единого магматического очага. Кажущиеся постепенные переходы между зонами могут быть объяснены близостью во времени внедрения расплавов. По систематике, предложенной Х. М. Абдуллаевым (1957), сложные дайки Шахтаминского месторождения относятся к дайкам многократного внедрения магмы разнородного состава.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Гостеоиздат, 1957.
- Гуселетова А. Я., Чередниченко В. П., Гребенищikov Ю. С. О металлогенической специализации пород мезозойских интрузивных комплексов в Шахтаминском рудном районе.— В сб. «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья». Чита, 1968.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1956.
- Никитина Е. И., Сотников В. И. Типоморфные особенности апатита из преизеновых образований Горного Алтая.— В сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. IV. Новосибирск, изд-во «Наука», СО АН СССР, 1966.
- Сидоренко В. В. Геология и петрология Шахтаминского интрузивного комплекса. М.—Л., изд-во АН СССР, 1961.
- Скуридин В. А., Сотников В. И. Формация субвулканических гранитов Восточного Забайкалья и некоторые вопросы ее рудоносности.— В сб. «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Забайкалья». Чита, 1968.
- Сотников В. И., Берзина А. П., Скуридин В. А. Соотношение процессов брекчие-, магмо- и рудообразования на молибденовых месторождениях южного горного обрамления Сибирской платформы.— В сб. «Рудообразование и его связь с магматизмом». Якутск, 1969.
- Соболев В. С. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Сотников В. И., Никитина Е. И. Акцессорные минералы метасоматитов как индикаторы особенностей процесса рудогенеза и металлогении.— В сб. «Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области». Изд-во «Наука», 1968.
- Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании.— В сб. «Геология трапповых формаций. ИЛ, 1950.
- Poldervaart A., Elston E. The calc-alkaline series and the trend of fractional crystallization of basaltic magma.— J. Geol., 1954, 62, N 2.
- Tilly C. E. Some aspects of magmatic evolution.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1950, 106.
- Wager L. R. and Deer W. A. Geological investigation in East Greenland, pt III.— Petrol. Skaergard intrusion. Meddelelser Gronland, 1939, 105, N 4, 1939.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХАКАССИИ

В. А. Вахрушев, В. И. Сотников

В пределах восточного склона Кузнецкого Алатау давно известно большое число скарновых месторождений руд меди, вольфрама, молибдена и других металлов. В отношении ряда промышленно важных месторождений этого района в последнее время высказано предположение о различном источнике для разных металлов. Скарны и медно-вольфрамовая минерализация генетически связываются с нижнепалеозойскими гранитоидами батолитового типа (улень-туимский интрузивный комплекс), молибденное оруденение — с более молодыми среднепалеозойскими субвулканическими телами трещинного типа (гранит-порфиры, гранофиры, граносиенит-порфиры и т. п.), являющимися аналогами рудоносного магматического комплекса Сорского молибденового месторождения (Мусатов, 1961; Кузнецов и др., 1966).

Минералогический состав скарново-рудных образований района в целом охарактеризован достаточно детально в работах С. М. Курбатова (1934), А. А. Оносовской (1937), Е. Ф. Зив (1939), Н. А. Охупкина (1967) и других исследователей. Несмотря на это с целью уточнения генетических связей оруденения с интрузиями нами были выполнены дополнительные минераграфические исследования руд некоторых месторождений, а также рассмотрены особенности распределения элементов-примесей в ряде сульфидных минералов. Всего изучено 90 полированных шлифов главным образом из руд месторождения Киялых-Узень, а также Посельщик, Калтаровского, Сосновского и ряда других. В мономинеральных пробах пирита, пирротина и халькопирита определялись селен, теллур, кобальт, никель и золото. Для сравнения были изучены элементы-примеси в отдельных сульфидных минералах месторождений других типов, в частности Сорского, и в генетическом отношении близкого к нему Ипчульского молибденовых месторождений.

Необходимо отметить, что во многих месторождениях устанавливаются две пространственно разобщенные ассоциации рудных (сульфидных) минералов — одна в скарнах, другая — среди интрузивных пород, обычно в различной степени окварцованных. Подобная разобщенность наиболее отчетливо прослеживается на хорошо вскрытом и детально изученном месторождении Киялых-Узень, где скарновые зоны гранатового, гранат-пироксенового или гранат-пироксен-магнетитового состава располагаются непосредственно в контакте массива гранодиоритов улень-туимского комплекса с мраморами кембрийской осадочно-метаморфической толщи или внутри последней.

Часть скарновых зон несет сульфидную, преимущественно халькопиритовую минерализацию. Именно среди скарновых образований и наблюдаются наибольшие скопления халькопирита вплоть до образования тел с промышленным содержанием меди. Реже, в значительно меньшем количестве, халькопирит наблюдается вне скарнов, среди гранодиоритов или вмещающих их пород (роговиков, кварцитов и др.).

Что касается молибденовой минерализации, то для нее устанавливается обратная закономерность. Промышленные концентрации молиб-

дена большей частью наблюдаются среди гранодиоритов, пронизанных многочисленными, обычно субпараллельными кварцевыми жилками с молибденитом, пиритом и халькопиритом (рис. 1). Содержание же меди в этих «прожилковых» зонах по сравнению с оруденелыми скарнами резко понижено и лишь вблизи скарновых тел, содержащих обильную вкрапленность сульфидов, содержание халькопирита в кварцевых прожилках заметно возрастает. В целом такого рода прожилковое молибденовое оруденение в пределах месторождения Киялых-Узень образует довольно выдержанную по простиранию и падению зону, наложенную как на гранодиориты улень-туимского комплекса, так и на развитые вдоль их контакта скарновые тела. В пределах этой трещинной и минерализованной зоны известны дайки фельзитов, фельзит-порфиоров и гранит-порфиоров, которые являются секущими по отношению к кварц-молибденитовым прожилкам (рис. 2). Эти дайки обычно лишены сульфидной, в том числе и молибденитовой, минерализации и только в участках пересечения рудных образований несут неравномерно рассеянную убогую вкрапленность пирита, халькопирита и молибденита. Очень редко в них встречаются кварц-молибденитовые тончайшие жилочки.

В целом, по своей генетической позиции и особенностям вещественного состава молибденитовое оруденение месторождения Киялых-Узень имеет много общего с Сорским месторождением, а упомянутые выше дайки в отношении петрографического состава и времени формирования в общем ходе эндогенного процесса (после основной стадии молибденовой минерализации) сопоставляемы с телами порфиоров Сорского месторождения. Близкие соотношения между скарновыми образованиями и молибденовой минерализацией наблюдаются в ряде других месторождений и рудопроявлений восточного склона Кузнецкого Алатау (в частности, на Алексеевском месторождении).

При минераграфическом изучении рудоносных скарновых образований нами были выявлены следующие гипогенные рудные минералы (в порядке распространенности): халькопирит, пирит, магнетит, молибденит, сфалерит, пирротин, кубанит, сафлорит, раммельсбергит, линнеит-зигенит, теннантит, галенит, тетрадимит и гематит. Некоторые из них, как, например, кубанит (Калтаровское и Сосновское месторождения), сафлорит (Сосновское месторождение) отмечаются впервые. В целом ряде скарновых месторождений района (Туимском, Алексеевском, Глафиринском, Калтаровском, Дарьинском, Тансывайском и др.) в различных количествах устанавливается шеелит. Нами этот минерал, изученный и описанный рядом исследователей (Зив, 1939; Курбатов, 1934), в настоящей работе не рассматривается.

Одним из ранних по времени выделения в скарнах минералов, несомненно, является магнетит. Отложение основной массы магнетита во всех месторождениях произошло позднее скарновых минералов (пироксена, граната и т. п.), но до сульфидов. При минераграфическом изучении изредка выявляется также и магнетит, образовавшийся после некоторых сульфидных минералов, в частности после молибденита. Поздний магнетит скарнов месторождения Киялых-Узень образует каймы на гранях пластинчатых выделений молибденита и одновременно глубоко проникает внутрь последних по трещинам спайности. Любопытны наблюдаемые в шлифах округло-неправильные почковидные обособления магнетита, в ядрах которых находятся недостаточные зерна молибденита, по расположению которых легко улавливается первичная радиально-лучистая структура агрегатов этого минерала. Приведенные данные указывают на образование этого магнетита после молибденита. В отдельных шлифах руд месторождения Киялых-Узень прослеживается переход агрегатов раннего магнетита, имеющего обычную крупнозернистую гипидиоморфнозернистую структуру, в кучные скопления

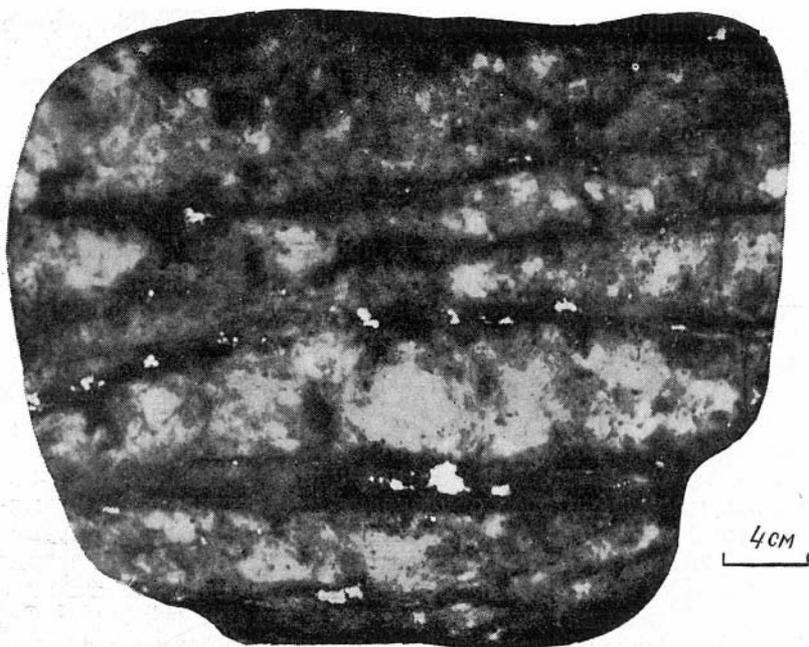


Рис. 1. Гранодиорит с кварцевыми жилками (серое), несущими сульфидную минерализацию (белое). Месторождение Киялых-Узень. Полиров. штупф

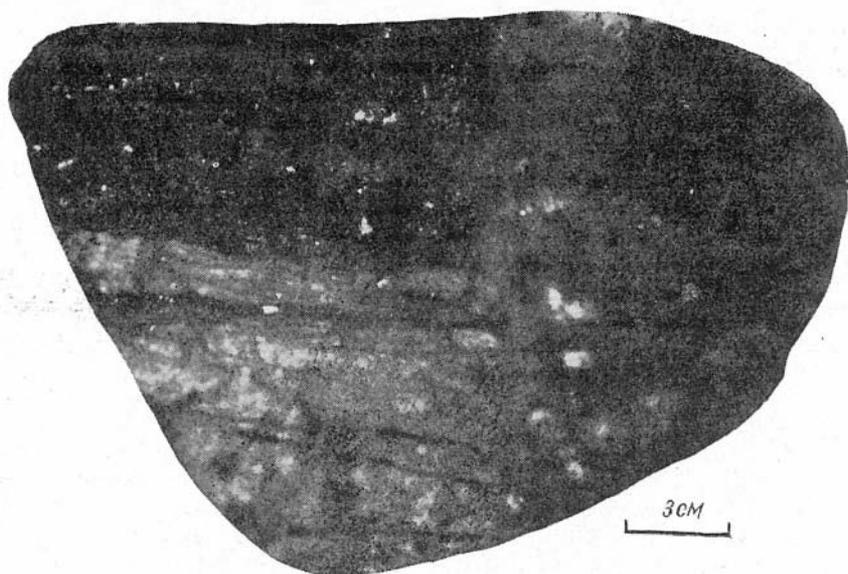


Рис. 2. Контакт дайки гранит-порфира (справа) с окварцованным гранодиоритом. Сульфидные минералы (преимущественно молибденит) приурочены в основном к кварцевым жилкам, пронизывающим гранодиорит. Месторождение Киялых-Узень. Полиров. штупф

мельчайших кристалликов магнетита. Такого рода перекристаллизация магнетитовых руд с образованием роговиковой структуры, скорее всего, связана с явлениями термометаморфизма со стороны послескарново-рудных интрузивных образований (дайковых), о чем свидетельствует и незначительное (узколокальное) распространение таких структур.

Из сульфидных минералов первым выделяется пирит. Он выполняет промежутки между кристаллами граната, пироксена, магнетита; цементирует и замещает обломки этих минералов. Вместе с тем сам пирит замещается многими другими сульфидами. Особенно резко проявлен процесс замещения пирита ранним халькопиритом. Часто в шлифах видны лишь мелкие остаточные зерна пирита, рассеянного среди обширных полей, сложенных халькопиритом. На основании этого можно заключить, что значительная часть халькопирита образовалась на месте пирита. При этом первичные контуры кристаллов последнего нередко хорошо сохраняются. Замещение пирита халькопиритом иллюстрируется фотографиями полированных шлифов (рис. 3, 4). Наблюдаемые в широких масштабах преобразования пирита в халькопирит указывают на интенсивное воздействие меденосных растворов в определенные моменты формирования месторождения. Встречаются тонкие прожилки пирита, секущие скарновые и многие сульфидные минералы — халькопирит, пирротин, сфалерит, а также и раздробленные кристаллы описанного выше пирита. Это поздний пирит, который в количественном отношении уступает даже тому раннему пириту, который лишь частично сохранился от замещения халькопиритом.

Халькопирит — главный рудообразующий минерал в скарновых месторождениях. Устанавливаются два разновозрастных типа этого минерала. Для раннего халькопирита очень характерны структуры распада твердого раствора: халькопирит + звездчатый сфалерит (рис. 5). Сфалерит в халькопирите наблюдается в виде крестообразных скелетных вростков размерами от десятых до сотых долей миллиметра. Вростки сфалерита располагаются параллельными рядами, которые соответствуют кристаллографическим направлениям минерала-«хозяина». В халькопирите руд Калтаровского месторождения наряду со звездчатым сфалеритом наблюдается кубанит в виде закономерно ориентированных пластинок, представляющих собою также продукт распада твердых растворов (рис. 6). Оба типа структур распада твердых растворов, как известно, служат показателями высокотемпературных условий образования этих сульфидов. Позднему халькопириту такие структуры не свойственны и он, встречаясь в тех же самых шлифах, не содержит продуктов распада твердых растворов. В ассоциации с поздним халькопиритом встречается обычный сфалерит, который нередко в качестве продуктов распада твердого раствора содержит закономерно ориентированные включения халькопирита пластинчатой и каплевидной формы. Этот сфалерит в незначительном количестве присущ рудам всех рассматриваемых месторождений.

Пирротин образует изометричные зерна и их агрегаты, которые в рудах месторождений Посельщик, Калтаровского, Сосновского и Кяльх-Узень нередко находятся в сростании с высокотемпературным халькопиритом. Вместе с тем в Калтаровском месторождении встречается пирротин и в виде совершенно правильных кристаллов, резко вытянутых по оси *c*. Такого рода столбчатые кристаллы пирротина, как это видно на рис. 7, располагаются чаще всего среди нерудной массы. Их размеры в пределах одного и того же шлифа изменяются от тысячных долей миллиметра до 0,5 мм. Наблюдаются нарастания мелких кристаллов пирротина на гранях более крупных. Отложение обоих типов пирротина несомненно произошло после того, как образовалась минеральная ассоциация сульфидов: халькопирит + звездчатый сфалерит +

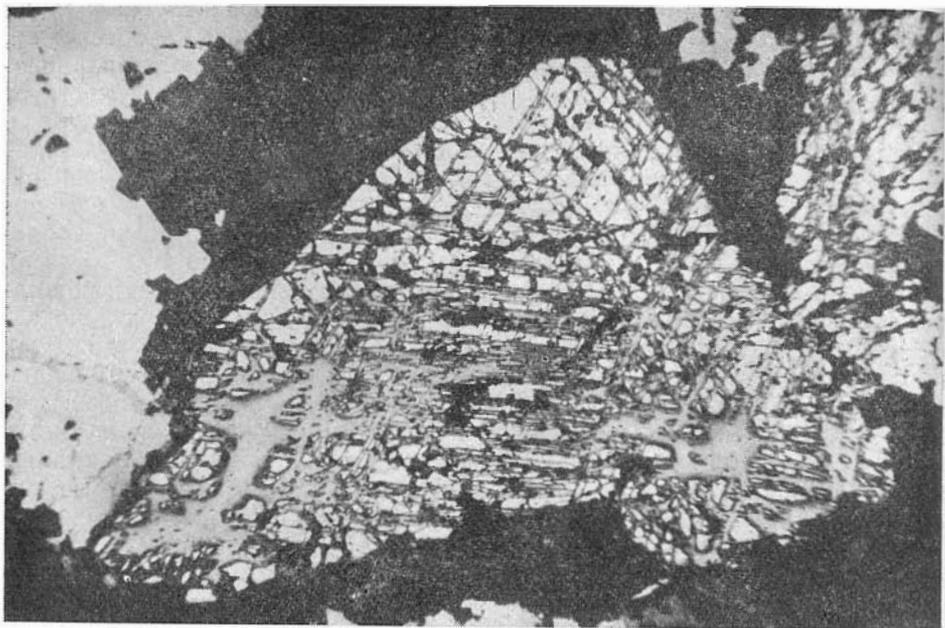


Рис. 3. Замещение пирита халькопиритом. В кристалле пирита видна сеть прожилков халькопирита и отдельные участки халькопирита, образовавшиеся путем замещения пирита. Сосновское месторождение. Полиров. шлиф, увел. 50

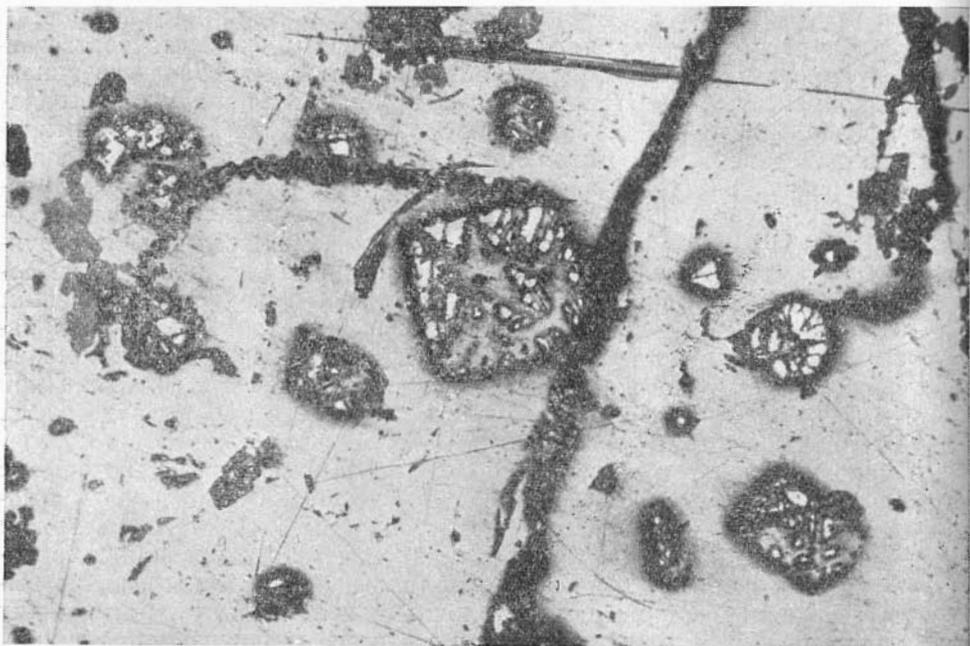


Рис. 4. Зернышки пирита (белое) как остатки от замещения халькопиритом (светло-серое). По расположению остаточных зернышек пирита можно судить о форме и размерах первоначальных зерен пирита. Сосновское месторождение. Полиров. шлиф, увел. 80

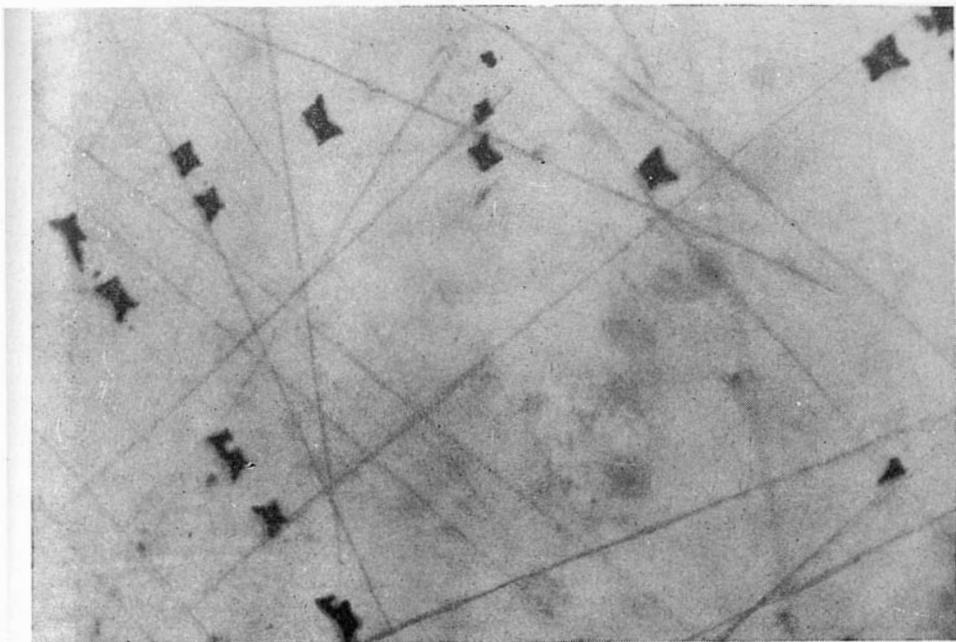


Рис. 5. «Звездчатые» включения сфалерита (черное) в халькопирите (серое). Месторождение Посельщик. Полиров. шлиф, увел. ~ 3000

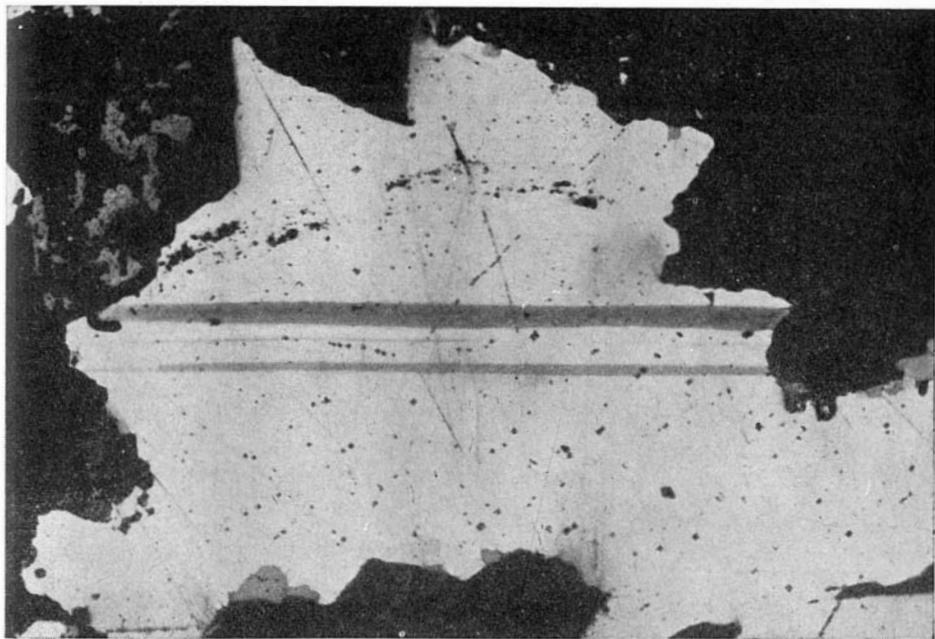


Рис. 6. Пластинки кубанита (серое) в халькопирите (белое). Черные точечные включения в последнем — «звездчатый» сфалерит как продукт распада твердого раствора. Калтаровское месторождение. Полиров. шлиф, увел. 200



Рис. 7. Идиоморфные кристаллы гексагонального пирротина (белое) в нерудной массе (черное). Полиров. шлиф, увел. 100

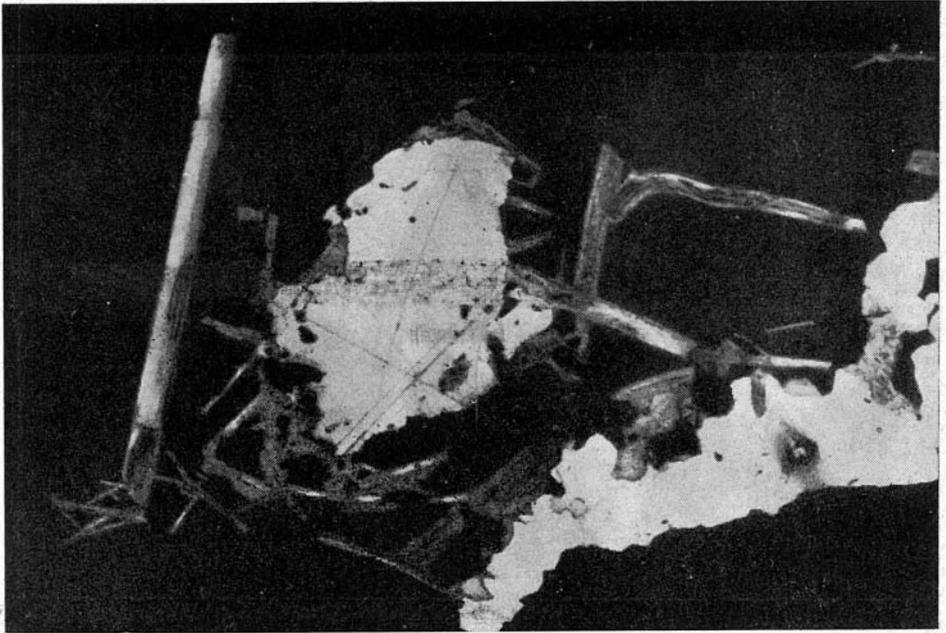


Рис. 8. Столбчатые кристаллы гексагонального пирротина в ассоциации с халькопиритом (белое) в нерудной основной массе (черное). Калтаровское месторождение. Полиров. шлиф, увел. 210

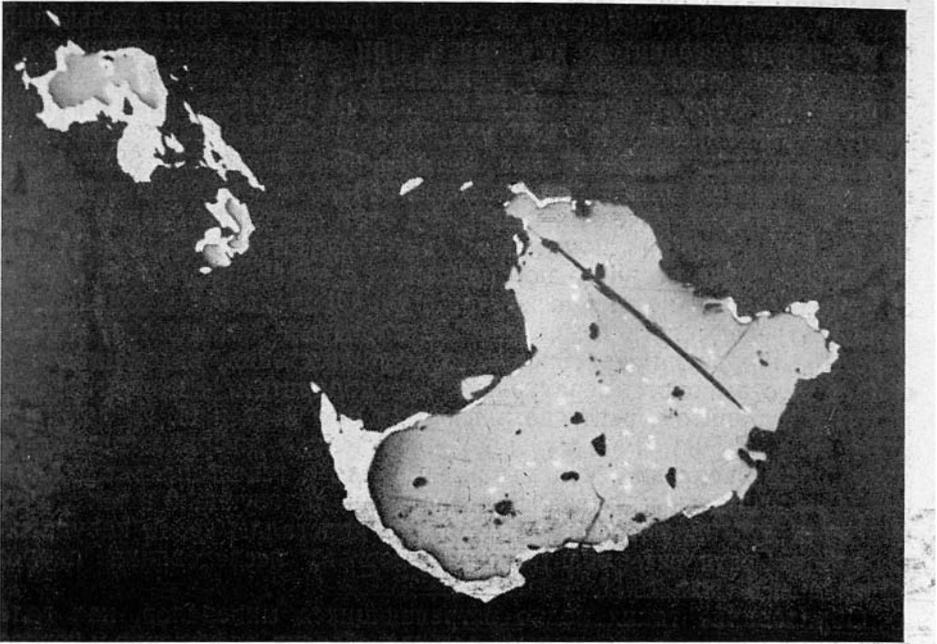


Рис. 9. Каймы галенита (белое) вокруг сфалерита (серое). Судя по извилистым ограничениям сфалерита, отложение галенита сопровождалось частичным замещением сфалерита. В крупном зерне сфалерита наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита. Черное — скарновые минералы. Калтаровское месторождение. Полиров. шлиф, увел. 150



Рис. 10. Метакристалл тетрадимита (белое) в галените (светло-серое). Калтаровское месторождение. Полиров. шлиф, увел. ~700

+кубанит. Так, на фронте замещения раннего халькопирита пирротином в последнем отмечаются не только остаточные зерна халькопирита, но и врослки звездчатого сфалерита. При этом их расположение в пирротине полностью совпадает с таковым в соседних халькопиритовых зернах, что служит бесспорным признаком образования пирротина на месте халькопирита. По мере удаления от фронта замещения количество и размеры сфалеритовых включений в пирротине быстро уменьшаются, а затем включения исчезают полностью. Обычны также структуры типа периферических кайм; при этом пирротин окружает халькопирит, содержащий включения как звездчатого сфалерита, так и несколько более позднего по сравнению с последним кубанита. Вдоль границ халькопиритовых агрегатов с нерудной массой в отдельных случаях встречаются и выделения столбчатых кристаллов пирротина (рис. 8). Пирротин Калтаровского месторождения, находящийся в ассоциации с высокотемпературным халькопиритом, звездчатым сфалеритом и кубанитом, рентгенографически был изучен Н. И. Зюзиным на приборе УРС-50И (Fe-излучение). Полученная дифрактограмма (с одним пиком) показала, что мы имеем дело с гексагональным пирротином. Гексагональным оказался и пирротин, образующий в тех же самых образцах руд идиоморфные столбчатые кристаллы среди нерудных минералов. Результаты рентгенографического исследования пирротина приведены в табл. 1.

Образование таких редко встречающихся минералов, как галенит, тетрадимит, теннантит, линнеит, раммельсбергит, саффорит и некоторых

ТАБЛИЦА 1
Рентгенографическая характеристика пирротина

| № линий | I | d | Пирротин гексагональный (Bergy, Tompson, 1962) | |
|---------|----|---------|---|-------|
| | | | I | d |
| 1 | 5 | 2,953 | 4 | 3,00 |
| 2 | 2 | (2,916) | | |
| 3 | 8 | 2,626 | 6 | 2,65 |
| 4 | 4 | (2,271) | | |
| 5 | | | | 2,063 |
| 6 | 10 | 2,057 | 10 | 2,03 |
| 7 | 3 | (1,894) | | |
| 8 | 7 | 1,715 | 5 | 1,723 |
| 9 | 2 | 1,606 | 2 | 1,617 |
| 10 | 2 | (1,442) | | |
| 11 | 3 | 1,430 | 2 | 1,438 |
| 12 | 6 | 1,320 | 4 | 1,323 |
| 13 | 1 | 1,293 | 1 | 1,293 |
| 14 | 1 | 1,173 | 1 | 1,180 |
| 15 | 1 | 1,106 | 1 | 1,110 |
| 16 | 4 | 1,100 | 4 | 1,105 |
| 17 | 1 | 1,070 | 1 | 1,074 |
| 18 | 4 | 1,047 | 3 | 1,052 |
| 19 | 1 | 1,093 | 1 | 0,996 |

Примечание. Рентгенграмма снята в Лаборатории минералогии ИГЕМ АН СССР Г. В. Базовой на установке УРС-55, диаметр образца 0,2 мм, 35 кВ, 16 мА, Fe-излучение. В скобках отмечены линии минералоз—механических примесей к пирротину.

других, связано уже с более поздними порциями рудоносных растворов. Не все они присутствуют в отдельных месторождениях. Так, галенит и тетрадимит нами установлены лишь в одном шлифе из руд Калтаровского месторождения вместе с поздним халькопиритом и сфалеритом. Возрастные взаимоотношения галенита со сфалеритом видны на фотографии (рис. 9). Тетрадимит встречается исключительно в виде включений размером до 0,1 мм (обычно мельче) в галените (рис. 10). Под микроскопом тетрадимит в отраженном свете по сравнению с галенитом характеризуется значительно более высокой отражательной способностью, желтоватым оттенком и несколько более низким рельефом; двуотражение почти незаметное, анизотропен. Судя по прямолинейным ограничениям кристаллов, их приуроченности к краевым частям зерен галенита и другим признакам, выделения тетрадимита относятся к типичным метакристаллам, сформировавшимся под воздействием растворов, которые к концу гидротермального процесса были обеднены серой и обогащены теллуром. Из других месторождений тетрадимит отмечен лишь в Иттюйском, где он также наблюдается только в виде редких включений в галените (Охапкин, 1967).

Только в одном образце были встречены скопления теннантита (Сосновское месторождение). В отраженном свете минерал синевато-серой окраски, рельеф чуть ниже халькопирита, изотропен. В отдельных зернах наблюдаются коричневатые-красные внутренние рефлексы. Принадлежность минерала к теннантиту подтверждена данными микроспектрального анализа, показавшего присутствие мышьяка и меди при отсутствии сурьмы, висмута и серебра. В основном теннантит развивается на месте халькопирита с образованием сложных прожилково-сетчатых и других типов структур замещения.

В рудах двух месторождений (Княлых-Узень и Глафирином) встречен минерал из группы линнеит-зигенита. В Глафирином месторождении линнеит отмечался и ранее (Оносовская, 1937). Линнеит-зигенит приурочен к краевым частям халькопиритовых агрегатов, где он образует или очень мелкие и идиоморфные выделения, или скелетные метакристаллы пластинчатого облика (рис. 11). Внутри метакристаллов кое-где сохранились остатки минерала-«хозяина». По сравнению с халькопиритом он характеризуется более высокой отражательной способностью, более высоким рельефом, светло-розовой окраской и изотропностью.

Саффлорит в ассоциации с пиритом, сфалеритом, теннантитом, халькопиритом и раммельсбергитом обнаружен в составе кварц-карбонатного прожилка среди скарнов. Он образует копьевидные выделения на границе халькопирита с нерудным минералом или характерные для описываемого арсенида радиально-лучистые звездчатые сростки. Под микроскопом в отраженном свете саффлорит подобно многим арсенидам белый, двуотражение слабое, сильно анизотропен с цветным эффектом от голубовато-серых до коричневатых-розовых оттенков. Судя по наблюдаемым взаимоотношениям с сопутствующими минералами, саффлорит относится к поздним образованиям. Характерно, что и в других типах скарновых месторождений Алтае-Саянской области, в том числе в скарново-магнетитовых месторождениях (Тейское и другие), саффлорит отлагается на самых поздних этапах гидротермальной минерализации и пространственно также тяготеет к молодым карбонатным жилкам (Вахрушев, 1965).

Арсенид, определенный предположительно как раммельсбергит, встречен в единичных шлифах руд следующих трех месторождений: Княлых-Узень, Сосновском и Глафирином. Пластинки раммельсбергита с неровными, резко зазубренными краями наблюдаются непосредственно в халькопирите (рис. 12) или внутри светло-кремового, с отно-

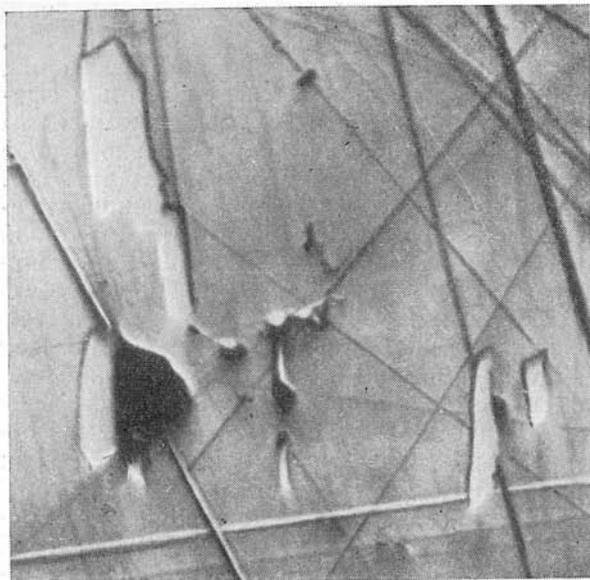
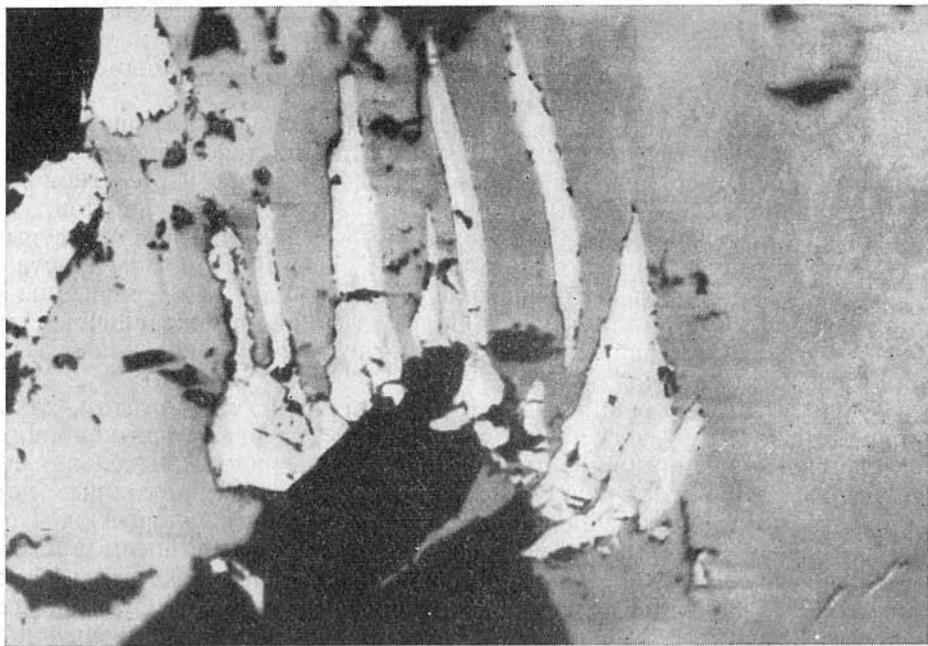


Рис. 11. Метакристаллы линнеит-цингита (белые пластинчатые зерна) в халькопирите (светло-серая масса). Глафиринское месторождение. Полиров. шлиф, увел. ~ 700

Рис. 12. Пластинчатые выделения раммельсбергита (белое) в халькопирите (светло-серое). Глафиринское месторождение. Полиров. шлиф, увел. 400



сительно низким рельефом изотропного минерала, для которого из-за крайне ничтожных размеров зерен какие-либо анализы (спектральный, рентгеновский) с целью его определения выполнить не удалось. Это же оказалось непосильным делом и для раммельсбергита. Выделения одного раммельсбергита или раммельсбергита в сростании с X-минералом приурочены к краевым частям халькопирита, путем замещения которого они и образовались. Первоначально, видимо, формировался раммельсбергит, затем X-минерал. По ряду оптических свойств (цвету, двуют-

ражению, анизотропии) раммельсбергит сходен с другими арсенидами группы лёллингита, а также с арсенопиритом. Однако в отличие от них, ему свойственны сложные пластинчатые двойниковые структуры, отчетливо обнаруживаемые при скрещенных николях (рис. 13).

Из сульфидов скарновых образований молибденит чаще всего находится в сростании с поздними генерациями халькопирита и пирита. При этом идиоморфные пластинки молибденита без признаков замещения наблюдаются как внутри халькопиритовых агрегатов, так и по их краям. В свою очередь поздний халькопирит образует оболочки вокруг розеток или отдельных кристаллов молибденита и развивается вдоль трещин спайности. Молибденитовые агрегаты располагаются и на гранях кристаллов пирита, реже внутри последних. По описанию Н. А. Охупкина (1967 г.), в медных рудах Иттюйского месторождения молибденит в одних случаях обрастает пирит, в других — проявляет по отношению к нему определенный идиоморфизм, сам обрастает и сечется халькопиритом, но иногда, наоборот, обрастает выделения халькопирита. На основании этих данных трудно судить о времени отложения молибденита. Решение этого вопроса осложняется и тем, что подавляющая масса молибденита скарновых образований находится среди нерудных минералов (чаще всего среди кварца) вне сростаний с сульфидами.

Значительно проще как в отношении состава, так и возрастных взаимоотношений минералов друг с другом сульфидное (молибденитовое) оруденение, развивающееся по гранитоидам вне пространственной связи со скарнами. Здесь магнетит (чаще титаномагнетит) и ильменит, которые упоминаются предыдущими авторами обычно без указания их генетической природы, относятся к аксессуарным минералам первично магматического происхождения или образуются в результате частичного разложения темноцветных минералов при послемагматических процессах. В последнем случае характерны кучные скопления мельчайших зерен магнетита («магнетитовой сыпи»), не выходящих за контуры породообразующих минералов (пироксена, биотита и т. п.). Лишь в единичных шлифах встречаются редкие цепочковидные, лентовидные агрегаты магнетита. Но и их образование связано не столько с привносом железа, сколько с перераспределением его в процессе постмагматического преобразования интрузивов.

Основными сульфидными минералами являются пирит, халькопирит и молибденит, второстепенными — пирротин и сфалерит. В целом этот тип руд характеризуется значительно меньшим содержанием сульфидов, чем руды в скарнах. Основная масса сульфидов в этих рудах приурочена к кварцевым прожилкам, секущим интрузивные породы. Пирит встречается в виде двух разновозрастных генераций — ранней и более поздней. Ранний пирит образовался одним из первых среди сульфидных минералов. Ему свойственны изометричные зерна или правильные кристаллы, редко их скопления. Зерна частично трещиноваты и в том случае, когда находятся по соседству с халькопиритом, с краев замещаются последним. Однако масштабы этого явления либо незначительны, либо при минераграфическом изучении не улавливаются вовсе; они ни в коей мере несопоставимы с таковыми в собственно скарновых рудных телах. Любопытно, что иногда наблюдается развитие халькопирита на месте нерудных минералов, в то время как находящиеся по соседству с халькопиритом зерна пирита не подвергаются коррозии. Поздний пирит образует метакристаллы среди халькопирита или встречается в виде периферических кайм около халькопирита и секущих жиллок в последнем (рис. 14). Халькопирит, что весьма характерно, не содержит продуктов распада твердого раствора — кубанита и звездчатого сфалерита. Пирротин из этой минеральной ассоциации

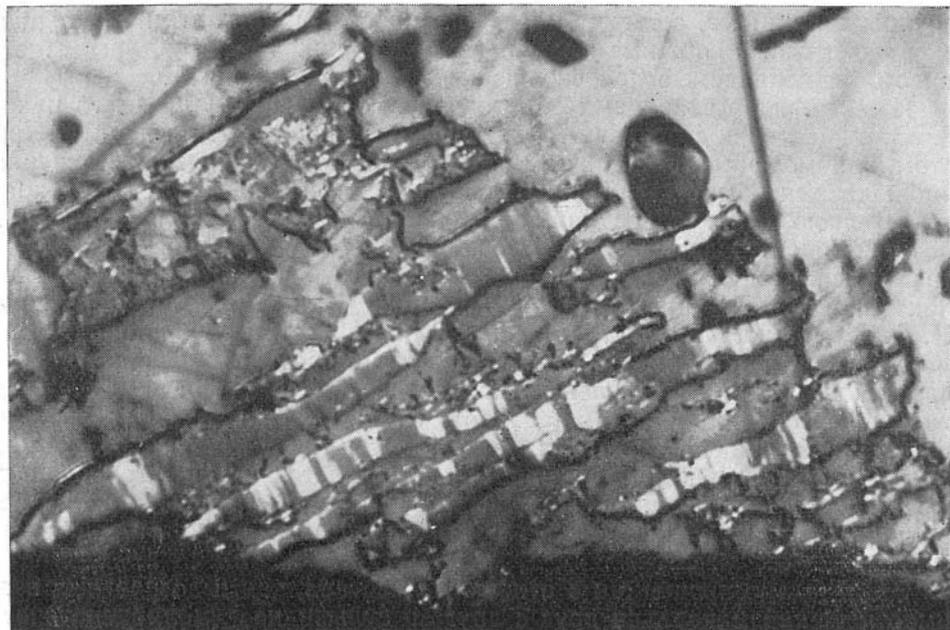


Рис. 13. Пластинчатая двойниковая структура раммельсбергита. Основная серая масса — халькопирит. Глафиринское месторождение. Полиров. шлиф, николи +, увел. 400

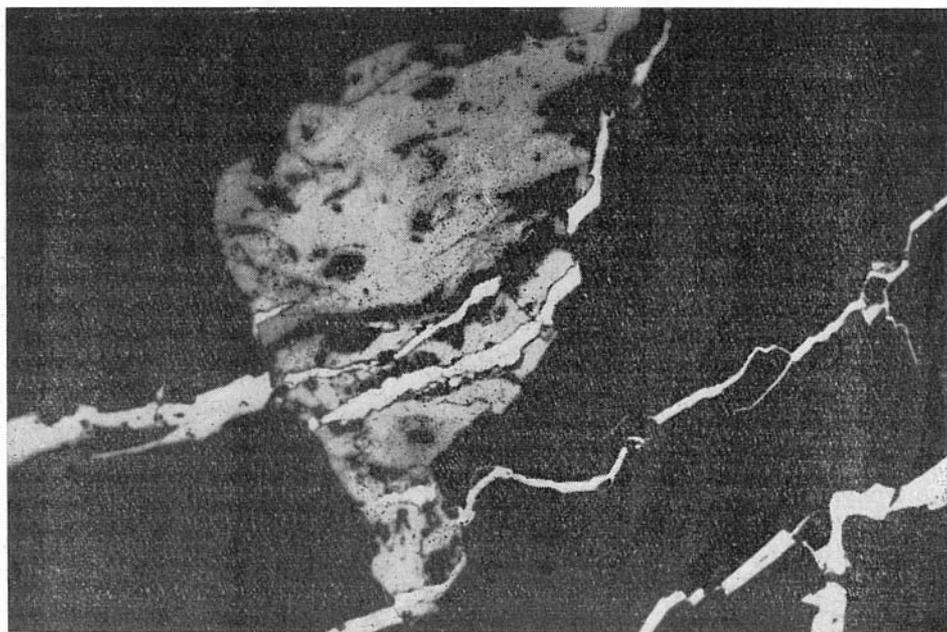


Рис. 14. Прожилки пирита (белое) в халькопирите (серое). Месторождение Посельщик. Полиров. шлиф, увел. 350

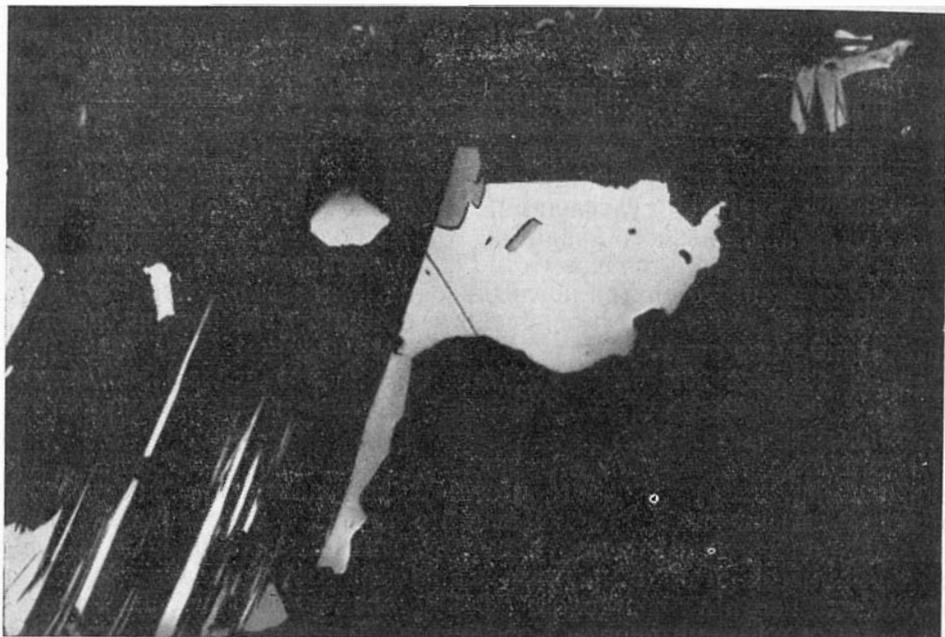


Рис. 15. Взаимоотношение молибденита (серые пластинки) с халькопиритом (белое), черное — кварц. Месторождение Киялых-Узень. Полиров. шлиф, увел. 160

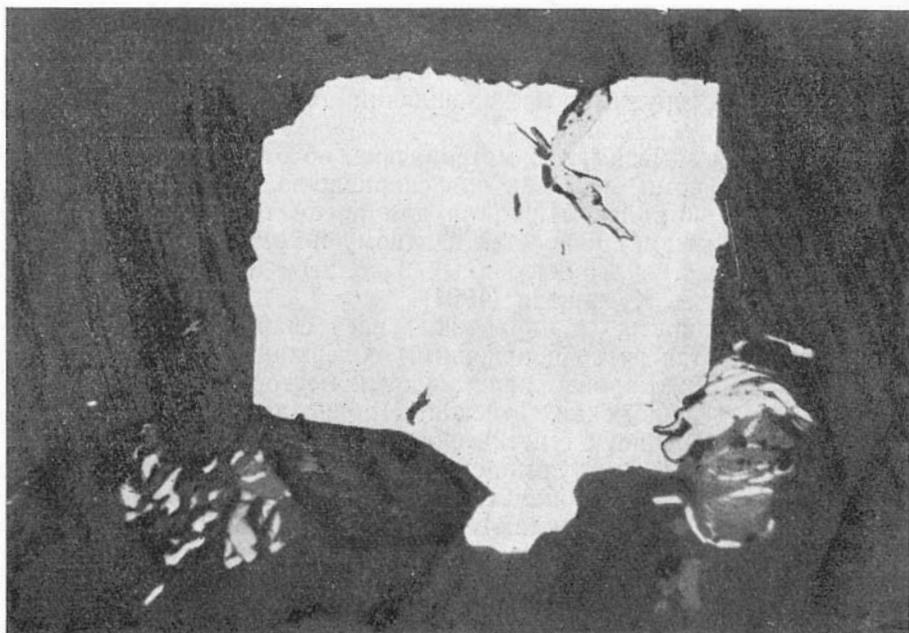


Рис. 16. Взаимоотношение молибденита (серое) с пиритом (белое). Черное — кварц. Месторождение Киялых-Узень. Полиров. шлиф, увел. 120

(месторождение Киялых-Узень) по данным рентгеновского анализа представлен уже моноклинной модификацией.

Сфалерит обычно находится в сростании с халькопиритом без видимых признаков замещения одного минерала другим. Отдельные зерна сфалерита содержат эмульсионную вкрапленность халькопирита. Эти соотношения говорят об одновременном или близком по времени выделении халькопирита и сфалерита в рассматриваемом типе оруденения.

Основная масса молибденита в кварцеванных породах не образует сростаний с другими сульфидами, а локализуется преимущественно среди выделений жильного кварца. В тех же более редких случаях, когда молибденит находится совместно с халькопиритовыми агрегатами, он располагается как внутри последних, так и на поверхности (рис. 15). Розетковидные выделения молибденита обычны и на гранях пирита, значительно реже отмечаются в виде включений в нем (рис. 16). Приведенные взаимоотношения молибденита с халькопиритом и пиритом не дают однозначного ответа на вопрос о времени его выделения из гидротермальных растворов.

В таблицах 2—4 приведены данные по содержанию кобальта, никеля, селена, теллура и золота в сульфидных минералах. Анализы на кобальт и никель (табл. 2) показали, что пириты и пирротины всех месторождений характеризуются незначительным содержанием этих элементов-примесей. Так, в пиритах скарных месторождений среднее содержание кобальта составляет 0,013%, никеля — 0,012%. По сравнению с этими цифрами пириты Сорского и Ипчульского молибденовых месторождений содержат еще меньше кобальта и никеля. Помимо химических анализов выполнено 147 определений кобальта и никеля в пиритах Сорского месторождения с помощью полуколичественного спектрального анализа. Они также показали, что пириты Сорского месторождения очень бедны кобальтом и никелем. В них среднее содержание кобальта оказалось равным 0,006%, никеля — 0,0008%.

Содержания кобальта и никеля в пирите и пирротине скарных месторождений оказались очень близкими к таковым в этих же сульфидах скарно-золоторудных месторождений Алтае-Саянской области (Вахрушев, 1968).

В связи с этим заметим, что материнские, по отношению к оруденению, интрузивные комплексы как для скарно-золоторудных (мартайгинский и другие комплексы), так и для рассматриваемых скарно-медных (улень-туимский) относятся к одному и тому же формационному типу, именно к типу гранитоидных батолитов пестрого состава по классификации Ю. А. Кузнецова (1964).

Вместе с тем пириты (и пирротины) всех скарно-медных месторождений отличаются резко пониженным содержанием кобальта и никеля от пиритов тех скарно-железорудных месторождений Алтае-Саянской области (Кондомская, Тейская, Ирбинская и другие группы), которые пространственно и генетически связаны с иными по формационному типу интрузивными комплексами. Таким образом, полученные данные по распределению кобальта и никеля в пиритах скарно-медных месторождений подтверждают очень важный в геохимическом и практическом отношении вывод о существовании прямой зависимости степени кобальтоносности (и никеленосности) сульфидных минералов руд от генетического (формационного) типа родоначальных интрузивных комплексов (Вахрушев, 1965, 1968).

В таблице 3 сведены результаты анализов ряда сульфидных минералов на селен и теллур. Опять-таки выделяются сульфиды молибденовых месторождений, благодаря резко пониженному количеству в них селена. Так, в халькопирите Сорского месторождения содержание селена колеблется от 0,0001 до 0,003% и в среднем по 7 анализам состав-

ТАБЛИЦА 2

Содержание кобальта и никеля в пирите и пирротине
(в вес.%)

| № п/п | № пробы | Месторождение | Минерал | Co | Ni |
|-------|-----------|---------------|----------|--------|--------|
| 1 | S-630a | Киялых-Узень | Пирит | 0,026 | 0,0047 |
| 2 | S-631 | » | » | 0,041 | 0,011 |
| 3 | S-704в | Посельщик | » | 0,005 | 0,010 |
| 4 | S-707б | » | » | 0,001 | 0,003 |
| 5 | S-707в/2Г | » | » | 0,009 | 0,017 |
| 6 | S-707в/2П | » | » | 0,001 | 0,020 |
| 7 | S-703 | » | » | 0,006 | 0,005 |
| 8 | S-676б | Калтаровское | » | 0,006 | 0,0146 |
| 9 | S-650 | Дарьинское | » | 0,017 | 0,020 |
| 10 | S-620д | Ипчуйское | » | 0,0078 | 0,0053 |
| 11 | S-722a/2 | Сорское | » | 0,0054 | 0,002 |
| 12 | S-2037 | » | » | 0,0010 | 0,0001 |
| 13 | S-632a | Киялых-Узень | Пирротин | 0,034 | 0,0416 |
| 14 | S-675 | Калтаровское | » | 0,03 | 0,001 |
| 15 | S-573б | Сосновское | » | 0,044 | 0,048 |

Примечание. Определение Co и Ni проводилось с помощью химического и количественного спектральных анализов В. М. Дорош и В. И. Симоновой в лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

ТАБЛИЦА 3

Содержание селена и теллура в сульфидных минералах
(в вес.%)

| № п/п | № пробы | Месторождение | Минерал | Se | Te |
|-------|----------|---------------|-------------|--------|--------|
| 1 | S-631 | Киялых-Узень | Пирит | 0,0097 | 0,0023 |
| 2 | S-676б | Калтаровское | » | 0,0010 | 0,0003 |
| 3 | S-650 | Дарьинское | » | 0,0043 | 0,0009 |
| 4 | S-701в | Иттюйское | » | 0,0049 | 0,0016 |
| 5 | S-707в/2 | Посельщик | » | 0,0109 | 0,0014 |
| 6 | S-620д | Ипчуйское | » | 0,0002 | 0,0005 |
| 7 | S-632a | Киялых-Узень | Пирротин | 0,0003 | 0,0005 |
| 8 | S-673б | Сосновское | » | 0,0016 | 0,0004 |
| 9 | S-630a | Киялых-Узень | Халькопирит | 0,0063 | 0,0003 |
| 10 | S-632a | » | » | 0,0006 | 0,0007 |
| 11 | S-638б | » | » | 0,0090 | 0,0025 |
| 12 | S-637 | » | » | 0,0067 | 0,025 |
| 13 | S-650 | Дарьинское | » | 0,0023 | 0,0007 |
| 14 | S-707б | Посельщик | » | 0,0074 | 0,0027 |
| 15 | S-680 | Сосновское | » | 0,0058 | 0,0040 |
| 16 | S-680a | » | » | 0,0059 | 0,0051 |
| 17 | S-671б | » | » | 0,0075 | 0,0013 |
| 18 | S-601 | Иттюйское | » | 0,0028 | 0,0016 |
| 19 | 1 | Сорское | » | 0,0018 | — |
| 20 | 2 | » | » | 0,0017 | — |
| 21 | 3 | » | » | 0,0002 | — |
| 22 | 4 | » | » | 0,0001 | — |
| 23 | 5 | » | » | 0,003 | — |
| 24 | 6 | » | » | 0,0017 | — |
| 25 | 7 | » | » | 0,001 | — |

Примечание. Содержание селена и теллура определялось фотоколориметрическим методом (аналитик В. М. Дорош); анализы 19—25—по данным ГРП Красноярского геологического управления.

ТАБЛИЦА 4

Содержание золота в пирите
(в вес.%)

| № п/п | № пробы | Месторождение | Au |
|-------|---------|---------------|----------------------|
| 1 | 707в/1 | Посельщик | $1,7 \cdot 10^{-5}$ |
| 2 | 707в/2Г | » | $1,9 \cdot 10^{-5}$ |
| 3 | 707в/2П | » | $1,3 \cdot 10^{-5}$ |
| 4 | 707б | » | $>1,0 \cdot 10^{-4}$ |
| 5 | 704в | » | $2,6 \cdot 10^{-5}$ |
| 6 | 703 | » | $>1,0 \cdot 10^{-4}$ |
| 7 | 677б | Колтаровское | $5,0 \cdot 10^{-5}$ |
| 8 | 676б | » | $5,8 \cdot 10^{-5}$ |
| 9 | 631 | Киялых-Узень | $1,6 \cdot 10^{-4}$ |
| 10 | 650 | Дарьинское | $3,8 \cdot 10^{-5}$ |
| 11 | 620д | Ипчульское | $1,5 \cdot 10^{-5}$ |
| 12 | 901 | Сорское | $9,0 \cdot 10^{-6}$ |
| 13 | 722а | » | $1,3 \cdot 10^{-5}$ |
| 14 | 2032 | » | $9,0 \cdot 10^{-6}$ |
| 15 | 2052 | » | $1,3 \cdot 10^{-6}$ |
| 16 | 722а/1 | » | $2,7 \cdot 10^{-5}$ |
| 17 | 722а/2 | » | $3,5 \cdot 10^{-5}$ |
| 18 | 2047 | » | $1,5 \cdot 10^{-5}$ |
| 19 | 2037 | » | $3,5 \cdot 10^{-6}$ |

Примечание. Определение золота проводилось спектрохимическим методом в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (аналитик В. Г. Цимбалст).

ляет $0,00136\%$, т. е. примерно в 4 раза меньше, чем в халькопирите скарновых месторождений ($0,00553\%$ среднее из 10 анализов). Различия между этими двумя группами халькопирита, видимо, являются значимыми, что на доверительном уровне 95% устанавливается при помощи критерия Вилкоксона. Пониженные содержания селена ($0,0002\%$) и отчасти теллура ($0,0005\%$) оказались и в пирите Ипчульского месторождения. Однако по содержанию селена и теллура пирит, пирротин и халькопирит, судя по опубликованным данным (Вахрушев, Дорош, 1966), не отличаются от таковых других контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области, в том числе скарново-золоторудных и скарново-магнетитовых.

Данные по содержанию золота в пирите приведены в табл. 4, откуда видно, что пириты скарновых месторождений характеризуются повышенной золотоносностью ($>5,8 \cdot 10^{-5}\%$ — среднее из 10 определений) и в этом отношении они заметно отличаются от пиритов Сорского и Ипчульского молибденовых месторождений, в которых среднее содержание из 9 анализов составляет $1,3 \cdot 10^{-5}\%$, что в 4,5 раза меньше, чем в пиритах скарновых месторождений.

Интересно сопоставить данные по содержанию рения в молибдените разных месторождений. По нашим анализам содержание рения в молибдените Сорского месторождения колеблется от $0,0015$ до $0,0075\%$. По В. Н. Гороховой (1963), такие же содержания рения характерны и для молибденитов из скарновых медно-молибденовых месторождений восточного склона Кузнецкого Алатау. Так, в месторождении Киялых-Узень содержание рения в молибдените находится в пределах $0,0034—0,0088$; Юлия Медная — $0,0012—0,0072\%$, Глафирином — $0,001—$

0,0021%; Сосновском — 0,003—0,0052%; Сахарском — 0,003%. По данным того же автора, содержание рения в молибдените формации молибденоносных кварцитов (к этой формации В. Н. Гороховой отнесены Сорское и Ипчуйское месторождения) неуклонно возрастает по мере повышения содержания меди в рудах, и наибольшие концентрации рения отмечаются в собственно медных месторождениях. В скарновом же типе медно-молибденовых месторождений содержание меди в рудах не отражается на концентрации рения в молибдените.

Отсутствие зависимости между содержанием рения в молибденитах и меди в рудах для скарновых медно-молибденовых месторождений рассматриваемого региона, как нам кажется, обусловлено наложенным характером молибденитового оруденения, не имеющего генетической (парагенетической) связи в отношении общности магматического очага со скарнами и с заключенной в них медной (халькопиритовой) минерализацией. Одинаковые концентрации рения в молибденитах Сорского месторождения, с одной стороны, и в молибденитах скарновых месторождений (Киялых-Узень, Сосновском и др.), с другой — подтверждает это предположение.

Заключение

По отношению основных полезных компонентов (меди и молибдена) в рассматриваемых месторождениях выделяются два типа руд, которые чаще всего пространственно разобщены друг от друга. Первый тип составляют медные руды, локализующиеся в пределах скарновых тел, второй — руды молибденитовой минерализации, которая на этих же месторождениях (например, Киялых-Узень) часто наблюдается вне скарнов, в пределах зон окварцевания гранитоидов.

В первом типе руд основным рудообразующим минералом является халькопирит; во втором же он присутствует в количествах, редко превышающих 1—2 от площади срезов шлифа. Меденосные скарны постоянно, в большей степени по сравнению с участками, несущими молибденитовое оруденение, обогащены пиритом.

Вместе с тем намечаются и другие отличительные признаки между скарновыми образованиями и молибденовой минерализацией. Так, в меденосных скарнах установлен высокотемпературный минеральный парагенезис: халькопирит + звездчатый сфалерит + кубанит. Этот парагенезис не свойствен молибденитовому оруденению, располагающемуся за пределами скарновых тел тех же самых месторождений. Видимо, не случайно и то обстоятельство, что пирротин, ассоциирующий с указанным парагенезисом, относится также к высокотемпературной гексагональной модификации, в то время как пирротин из участков молибденитового оруденения по гранитоидам оказался моноклинным, и общий набор сульфидных минералов в рассматриваемых двух типах оруденения неодинаков.

Заслуживает внимания и различная степень преобразования раннего пирита. В скарнах, судя по остаточным структурам, замещение этого пирита халькопиритом под воздействием рудоносных (меденосных) растворов происходило очень интенсивно и в широких масштабах. В участках молибденитовой минерализации явления замещения пирита халькопиритом хотя и наблюдаются, но проявлены очень слабо.

Различия между двумя типами минерализации выявляются и при сопоставлении особенностей распределения элементов-примесей в сульфидных минералах, входящих в их состав. Пириты скарновых месторождений оказались более богатыми кобальтом и никелем, чем пириты молибденитовых руд (Сорское, Ипчуйское месторождения). Содержание селена и теллура в сульфидах (в частности, в халькопирите) и осо-

бенно степень золотоносности пиритов руд разного типа также различны.

Таким образом, минералого-геохимические особенности ряда изученных медно-молибденовых скарновых месторождений Хакассии подтверждают вывод о существовании двух типов сульфидной минерализации, связанных с различными по возрасту и генезису интрузивными комплексами.

Медное (и вольфрамовое) оруденение в скарнах генетически связано с нижнепалеозойскими гранитоидами батолитового типа, молибденовое — со среднепалеозойскими субвулканическими жильными телами (гранит-порфирами, граносиенит-порфирами и т. п.), аналогами рудоносного магматического комплекса Сорского молибденового оруденения. В одних случаях медно-вольфрамовое и молибденовое оруденения пространственно разобщены, в других — они в пределах одного и того же рудного поля месторождения находятся вместе.

Типичными примерами такого совмещения разнотипных минеральных образований (другими словами, разных эндогенных рудных формаций) служат медно-молибденовые месторождения Киялых-Узень, Алексеевское, Юлия Медная и, возможно, другие.

На территории Алтае-Саянской области и, видимо, в других районах Советского Союза совмещение разнотипных эндогенных рудных образований явление нередкое. Минералого-геохимическое изучение таких месторождений может оказать большую помощь при установлении генетических связей оруденения с магматическими комплексами и в решении других вопросов их генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахрушев В. А.* Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Изд-во «Наука», 1965.
- Вахрушев В. А.* Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск, изд-во «Наука», 1968.
- Вахрушев В. А., Дорош В. М.* Распределение селена и теллура в рудах месторождений Алтае-Саянской области.— *Геохимия*, 1966, № 11.
- Горохова В. Н.* Рений в молибденовых и медно-молибденовых месторождениях.— *Труды ИМГРЭ*, 1963, вып. 10.
- Зив Е. Ф.* Шеелитоносность скарнов восточного склона Кузнецкого Алатау.— *Труды ВИМС*, 1939, вып. 145.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А.* Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
- Курбагов С. М.* Меднорудные контактовые месторождения Хакасской области Сибиряка.— В сб. «Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая», ч. II. Изд-во АН СССР, 1934.
- Мусатов Д. И.* Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау.— В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края», вып. 1. Красноярск, 1961.
- Оносовская А. А.* Генезис и минералогический состав руд Глафириноского месторождения.— *Вестник Зап.-Сиб. геол.-развед. треста*, 1937, № 2.
- Berry L. I., Thompson R. M.* X-ray powder data for ore minerals. N. Y., 1962.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ПОЯСА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САЛАИРА

Дистанов Э. Г., Лапин Б. Н.

Одной из основных проблем в решении вопросов генезиса полиметаллических месторождений северо-восточного склона Салаирского кряжа является уточнение возрастного положения магматических комплексов в общей истории развития геологических структур этого региона. Изучением магматических образований Салаира занимались многие исследователи. Первые наиболее полные сведения о составе и возрасте интрузивных тел Салаира были приведены в работах А. Я. Булыньникова (1938), А. Я. Булыньникова и Н. Н. Смирновой (1939), В. Д. Фомичева и Л. Э. Алексеевой (1961). В последние годы им уделяли внимание Б. В. Голошейкин (1965), В. Б. Дергачев (1965, 1968а, б), Е. А. Пономарев (1968) и другие исследователи. В решении вопросов о возрасте отдельных интрузивных комплексов до последнего времени, однако, нет достаточной четкости. Это в значительной мере объясняется тем, что интрузивные образования Северо-Восточного Салаира размещаются преимущественно среди древних пород нижнего палеозоя, испытавших интенсивные процессы регионального метаморфизма и динамометаморфизма, а также близким сходством петрографического состава и формы многих (особенно основных) разновозрастных интрузивных тел. Все это потребовало проведения комплексных геолого-структурных и петрографических исследований и определений абсолютного возраста интрузивных образований. Определение калий-аргоновым методом возраста пород, характеризующихся небольшими содержаниями калия, выполнены Л. В. Фирсовым в Лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР.

На основании проведенных исследований и имеющихся в настоящее время данных в пределах Северо-Восточного Салаира можно выделить следующие интрузивные комплексы.

1. Комплекс субвулканических интрузий основного и кислого состава — комагматов кембрийского вулканизма:

- а) группа субвулканических тел кислого состава (кварцевые и плагиоклазовые дацитовые и андезито-дацитовые порфиры),
- б) группа субвулканических тел основного состава (плагиоклазовые андезито-базальтовые и диабазовые порфириты).

2. Кембрийский плагиогранитный комплекс.

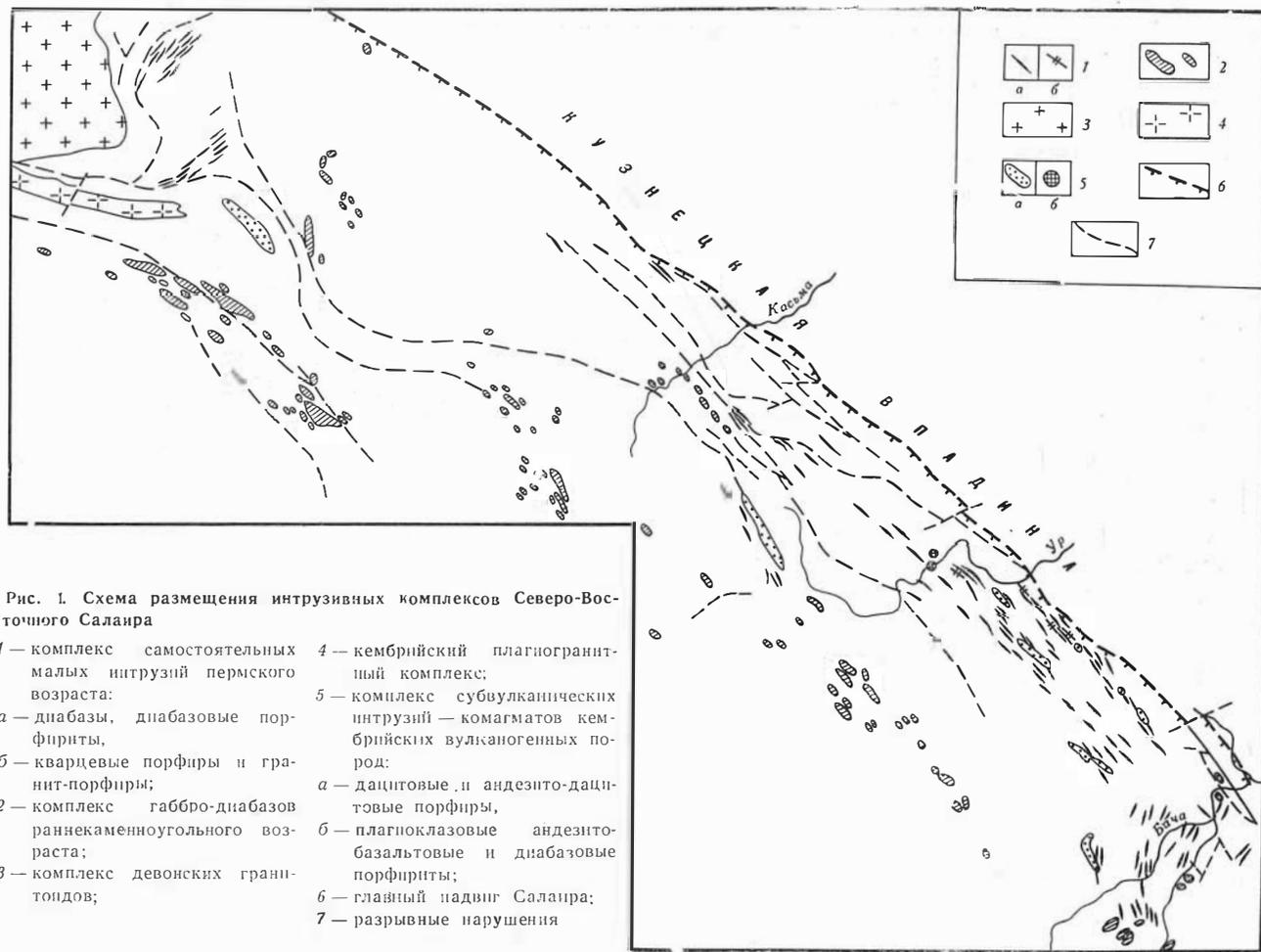
3. Комплекс девонских гранитоидов.

4. Габбро-диабазовый комплекс (нижний карбон).

5. Дайковый комплекс самостоятельных малых интрузий преимущественно основного состава (кварцевые диабазовые порфириты, диабазы) пермского возраста.

Кембрийские интрузии гипербазитов, широко развитые на юге Салаира, и гранитоиды пермо-карбонического возраста, известные на западном склоне Салаирского кряжа, в пределах Северо-Восточного Салаира не обнаружены и нами не рассматриваются.

Пространственное размещение пород описываемых интрузивных комплексов, имеющих в пределах Северо-Восточного Салаира довольно четкое структурное положение, показано на рис. 1.



1. Субвулканические интрузии кембрийского этапа вулканизма выделялись еще М. А. Усовым (1933), который считал, что первичной основой метаморфизованных вулканогенных пород Салаирского рудного поля является крупный интрузивный массив, выполнявший жерловину кембрийского вулкана. По поводу генезиса этих пород впоследствии развернулась оживленная дискуссия, продолжающаяся и по настоящее время. Аналогичные взгляды на природу вулканогенных пород высказывались в работах Б. Ф. Сперанского и М. А. Усова (1937), Г. П. Болгова (1933); очень близкие представления имели И. В. Дербинов (1940) и Г. С. Лабазин (1940). К совершенно другим выводам пришел в своих исследованиях Г. Л. Поспелов (1955), отводящий большую роль процессам порфиризации и считающий поэтому, что главная масса «эффузивовидных» образований возникла при широком участии явлений магматического замещения. Возникновение и развитие вулканического аппарата в кембрийских вулканогенных толщах рудного поля А. С. Лапуховым (1964) относятся к девонскому периоду. В настоящее время, однако, большинство исследователей Северо-Восточного Салаира считает вполне обоснованным выделение нижнепалеозойских субвулканических интрузий. Возрастное положение этого комплекса не вызывает сомнений.

Среди контрастно-дифференцированных серий ниже-среднекембрийских вулканогенных образований выделяются две группы субвулканических интрузий — кислого и основного состава.

Группа интрузий кислого состава включает различные по форме и обычно небольшие по размерам штоки и дайки. Такие тела известны в пределах Салаирского и Урского рудных полей, у пос. Рассвет, в вершине р. Толмовая и в других местах. Все они представлены дацитовыми и андезито-дацитовыми порфирами с переменным количеством порфировых выделений кварца и плагиоклаза. Со времен работ М. А. Усова, а затем С. С. Геринга и И. П. Незабытовского за этими породами прочно закрепилось название «кварцевые кератофиры», которое не совсем точно характеризует эту большую группу кислых пород различного петрографического и химического состава.

Порфиры дацитового и реже более кислого состава представлены обычно крупнопорфировыми разностями. Основная масса их аллотриоморфная или аллотриоморфно-микрولитовая с небольшим количеством зерен рудных минералов. Породы андезито-дацитового состава в большинстве случаев представлены мелкопорфировыми образованиями, вкрапленники в которых хорошо различимы только под микроскопом. Вкрапленники кварца в них имеют вид изометричных или многогранных зерен, нередко катаклазированных и разбросанных по основной массе. Плагиоклаз интенсивно серицитизирован. Возле некоторых его зерен образуются микрогранофировые каймы, сложенные червеобразными прорастаниями кварца и плагиоклаза (рис. 2). Основная масса кварц-плагиоклазовая фельзитовая и изредка аллотриоморфно-фельзитовая, слабо серицитизированная.

Субвулканические интрузивы основного состава распространены среди ниже-среднекембрийских эффузивно-осадочных отложений и обычно тяготеют к местам развития крупных вулканических построек. Отдельные тела их известны в пределах Салаирского рудного поля, южнее и севернее г. Гурьевска, по р. Ур и в других местах. Часть из них является neckами, выполнившими подводные каналы кембрийских вулканов, другие представляют собой интрузивные тела близповерхностной фации, не имевшие свободного выхода на дневную поверхность. Сложены эти тела темно-зелеными диабазами с ясно порфировой структурой. Встречаются плотные и мицдалекаменные разности, иногда с псевдошаровой отдельностью (железнодорожная выемка севернее г. Гурьевска). Наиболее

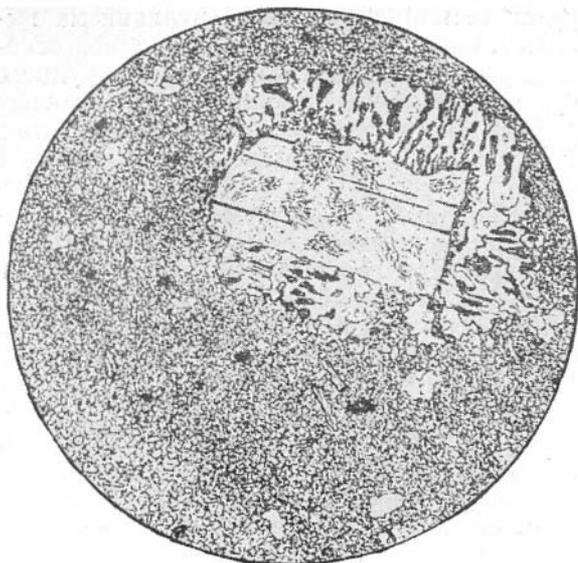


Рис. 2. Кварцевый андезито-дацитовый порфир. Основная масса фельзитовая. Вокруг фенокristов кварца микрогранофирные каймы. Салаирское рудное поле. Шлиф, николи скрещены +, $d=4,0$ мм



Рис. 3. Диабазовый порфирит. Порфировые выделения плагиоклаза в апоинтерсертальной основной массе, текстура миндалекаменная. Севернее г. Гурьевска. Шлиф, николи скрещены, $d=5,7$ мм

широко представлены диабазовые порфириты с крупными и обильными фенокristами плагиоклаза (лабрадор), обычно сильно трещиноватыми и интенсивно серицитизированными. Вкрапленники беспорядочно распределены в основной массе и часто образуют гломеропорфировые скопления. Основная масса породы мелкозернистая апоинтерсертальная или микродиабазовая с большим количеством рудной сыпи, эпидота и хлорита. Пироксен основной массы нацело замещен криптокристаллическим эпидотом. Мелкие миндалины выполнены хлоритом или хлоритом и серицитом (рис. 3). В дайковых телах отмечается равномернозернистая диабазовая (гранулит-офитовая) структура породы и появляется некоторое количество зерен кварца.

2. Комплекс раннекембрийских плагиогранитов Салаира был с достаточной четкостью выделен и описан В. Д. Фомичевым и Л. Э. Алек-

севой (1961). Тем не менее плагиограниты, прорывающие ниже-среднекембрийские вулканогенные отложения печеркинской свиты в районе села Старогутото (при слиянии рек Ларионихи и Поперечной) до последнего времени при региональных геологических съемках картировались как интрузия субвулканических кварцевых порфиров кембрийского возраста. Как показали наши исследования, проведенные совместно с Е. А. Пономаревым, плагиограниты слагают тело до 1 км мощностью, залегающее согласно с вмещающими породами. Они представлены сильно измененными и рассланцованными среднезернистыми порфиroidными разностями, обладающими нередко полосчатой текстурой. Наиболее типичные представители пород этого комплекса обладают гипидиоморфнозернистой микроструктурой (рис. 4, а), в которой наблюдаются элементы частичной перекристаллизации с переходом в гранобластовую и мостовую структуры. Перекристаллизации обычно подвергаются кварцевые зерна, плагиоклаз более устойчив и лишь в незначительной степени серицитизирован. По биотиту развивается хлорит. Интенсивно метаморфизованные разности гранитов полностью утрачивают первоначальную структуру, в них проявляются черты бластеза и развиваются полосчатые текстуры с ориентированным расположением зерен (рис. 4, б).

Галька плагиогранитов хорошей сохранности встречается в базальных конгломератах бачатской свиты среднего кембрия у г. Гурьевска и у дер. Конево на северо-западе Салаира. По двум определениям абсолютного возраста пород интрузии р. Поперечной получены результаты 518 ± 11 млн. лет и 495 ± 6 млн. лет (при содержании K_2O в породах $0,14 \pm 0,04$ и $0,455 \pm 0,025\%$ соответственно), что также позволяет отнести их по времени образования ко второй половине кембрийского периода. Таким образом, интрузивное тело плагиогранитов, расположенное в бассейне р. Поперечной, является типичным представителем плагиогранитной формации раннегеосинклинального этапа развития Салаира.

3. Породы комплекса девонских гранитоидов, наиболее детально изученного А. А. Араповым (1960) и Б. В. Голошейкиным (1965), образуют, по данным этих исследователей, два разобщенных в плане массива (Улантовский и Каурацкий), расположенных в области сопряжения структур Салаира с Кузнецкой впадиной и приуроченных к ядрам брахиантиклиналей, сложенных породами среднего и верхнего девона и нижнего карбона. Состав пород пестрый. Преобладают биотитовые и биотит-мусковитовые плагиограниты и диориты, реже встречаются аляскитовые и аплитовидные граниты и габбро.

Плагиограниты у р. Колтырак имеют среднезернистую порфиroidную и типичную гипидиоморфную структуры. Структурный рисунок обусловлен характерным взаиморасположением одинаковых по размерам зерен плагиоклаза и кварца (рис. 5). Плагиоклаз в гранитах интенсивно серицитизирован, редкие листочки биотита превращены в хлорит, встречаются эпидот, цонзит и отдельные зерна рудного минерала, концентрирующиеся вблизи биотита.

Девонский возраст гранитоидов определен, очевидно, точно и подтверждается геологическими и геофизическими наблюдениями Б. В. Голошейкина (1965), В. В. Бородина и Н. А. Гладкова. Приведенные Е. А. Пономаревым (1968) цифры определения абсолютного возраста гранитоидов этих массивов не выходят за пределы 320—398 млн. лет, что соответствует интервалу от нижнего девона до нижнего карбона.

4. Комплекс габбро-диабазов, описанный ранее А. Я. Булыньниковым и Н. Н. Смирновой (1939) как диоритовая формация северо-восточного склона Салаирского кряжа, многими исследователями (А. Я. Булыньников, В. Д. Фомичев, В. Б. Дергачев) по времени образования относился

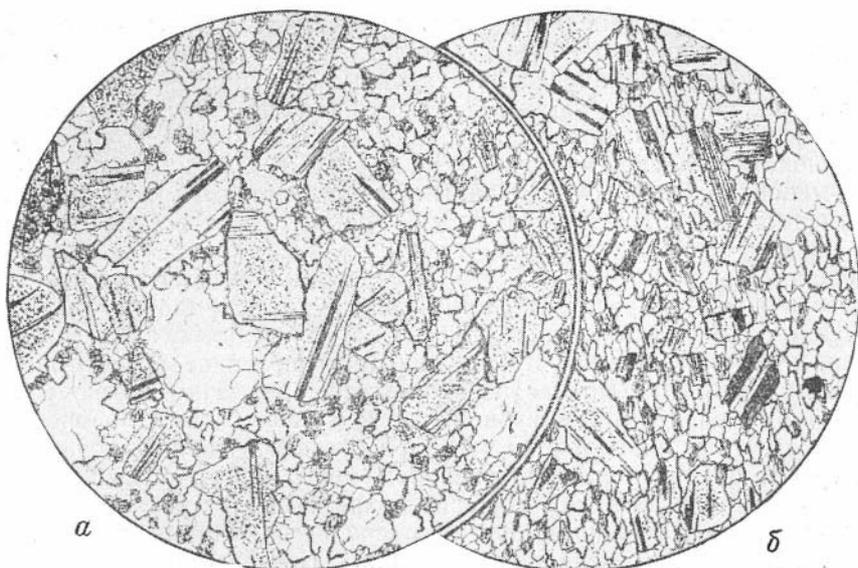


Рис. 4. Плагногранит. Гипидноморфная структура породы, частично перекристаллизована (а); гранобластовая структура с ориентированным расположением породообразующих минералов (б). р. Поперечная. Шлиф, николи скрещены, $d=5,7 \text{ мм}$

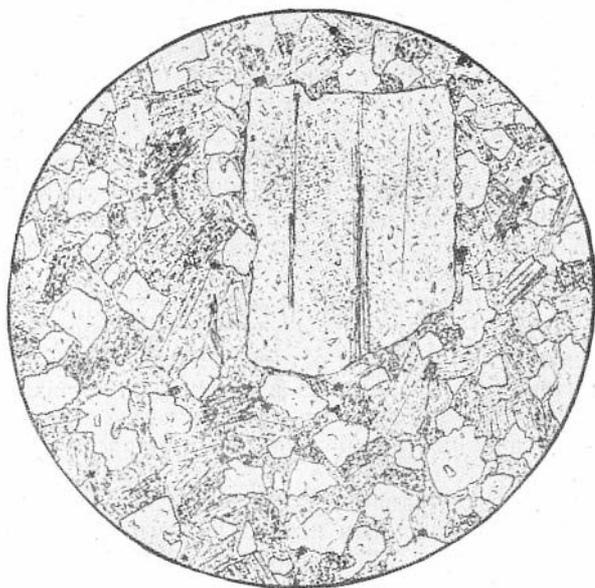


Рис. 5. Плагногранит-порфир. Структура порфировидная гипидноморфная, крупные зерна плагиноклаза. Ясвин ключ. Шлиф, николи скрещены, $=2,1 \text{ мм}$

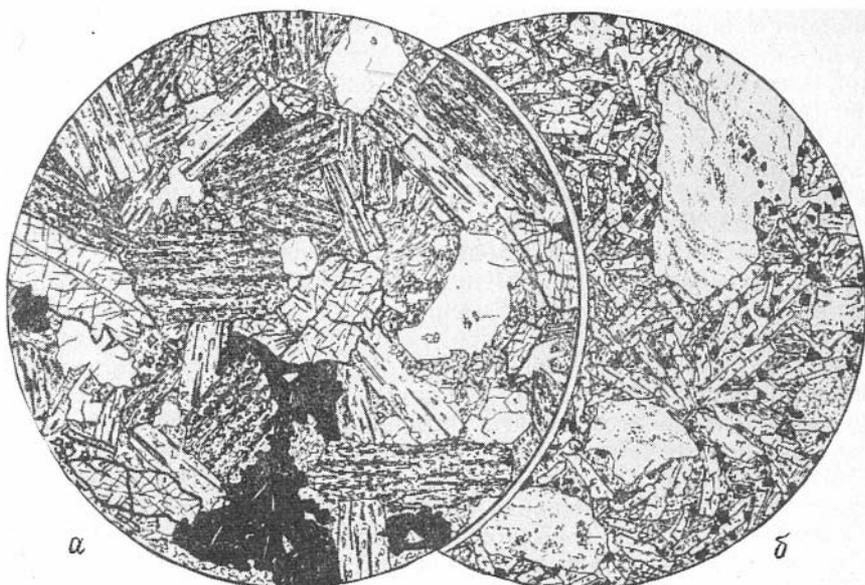


Рис. 6. Кварцевый диабаз (а). Структура диабаз-офитовая, плагиоклаз сосюртитизирован, присутствуют пироксен, кварц и ильменит. Гора Малиновая. Шлиф, николи скрещены, $d = 5,7$ мм
 Кварцевый диабазовый порфирит (б). Порфиновые выделения — плагиоклаз, основная масса гранулитоофитовая. Гора Малиновая. Шлиф, без анализатора, $d = 5,0$ мм

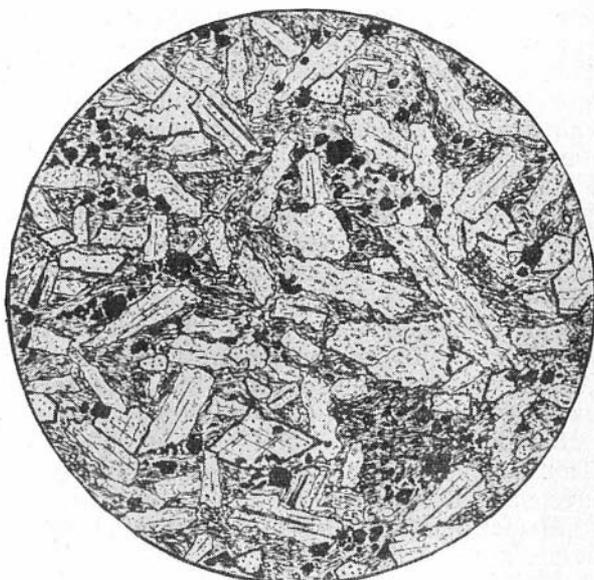


Рис. 7. Диабаз. Структура гранули-то-офитовая. В избытке развитых хлорит и кальцит. Салаирское рудное поле. Шлиф, николи крещены, $d = 2,1$ мм

к среднекембрийскому — раннеордовикскому (додевонскому) времени. Габбро-диабазовая интрузия представлена серией мелких (до первых сотен метров в поперечнике) несколько вытянутых согласно с вмещающими их структурами штокообразных массивов, слагающих кулисообразно расположенные пояса северо-западного простираения. В пределах Северо-Восточного Салаира пояса габбро-диабазов образуют серию левых кулис и отдельные зоны эшелонированных интрузивных тел в районе горы Малиновой, южнее г. Салаира; к югу от Урского рудного поля; у прииска Христиновский; у села Касьма, в районе дер. Мокрушино и к северо-западу от дер. Большая Полдневая.

Интрузивы слагаются преимущественно среднезернистыми габбро-диабазами и кварцевыми диабазами. Они обладают равномернозернистой типичной диабазо-офитовой структурой и состоят из зерен плагиоклаза, пироксена, кварца и ильменита (рис. 6, а). Идиоморфные зерна плагиоклаза интенсивно сосюритизированы. Пироксен, представленный маложелезистым авгитом, слагает трещиноватые зерна неправильной формы. Кварц встречается как в виде мелких, так и в виде крупных зерен. На границах с плагиоклазом он часто образует микрогранофировые сростания. Зерна ильменита образуют характерные структуры распада (решетки) и обычно полностью превращены в лейкоксен.

В эндоконтактных частях интрузивных тел развиты мелкозернистые и порфирированные разновидности пород. Обычно это кварцевые диабазовые порфириты, в которых среди мелкозернистой долеритовой массы широко развиты порфиритовые выделения сосюритизированного плагиоклаза (рис. 6, б). Основная масса породы сложена беспорядочно расположенными лейстами плагиоклаза и мелкими зернами пироксена, рудного минерала, реже кварца. В большом количестве развиты хлорит и актинолит.

Массивы габбро-диабазов в большинстве случаев прорывают отложения кембрия и реже толщи ордовика. По данным Е. А. Пономарева (1968), в районе р. Лебедихи габбро-диабазы прорывают известняки и глинистые сланцы нижнего силура. Данные о пересечении ими отложений девона недостаточно достоверны, в связи с чем возраст габбро-диабазового интрузивного комплекса до последнего времени считался как додевонским. Однако полученные нами определения абсолютного возраста пород габбро-диабазового комплекса из различных районов Салаира, показавшие большую сходимость отдельных значений между собой, заставляют пересмотреть возрастную датировку этого комплекса. По серии массивов габбро-диабазов Северо-Восточного Салаира получены следующие данные: 1) гора Малиновая — 340 ± 6 млн. лет ($K_2O = 0,91\%$); 2) прииск Христиновский — 333 ± 6 млн. лет ($K_2O = 0,77\%$); 3) дер. Харьков Лог — 339 млн. лет ($K_2O = 0,70\%$); 4) дер. Мокрушино — 328 млн. лет ($K_2O = 1,88\%$); 5) у дер. Большая Полдневая — 305 ± 8 млн. лет ($K_2O = 1,07\%$).

Таким образом, возраст габбро-диабазов по всем пробам датируется в интервале 305—340 млн. лет (с относительно небольшим разбросом для четырех проб из пяти), что соответствует началу каменноугольного периода.

5. Дайковые пояса диабазов и диабазовых порфиритов рассматривались А. Я. Булытниковым и Н. Н. Смирновой (1939) совместно с габбро-диабазами в едином комплексе. Однако как показали дальнейшие исследования, они существенно отличаются по петрографическому составу, обладают довольно четкими петрохимическими особенностями, занимают совершенно самостоятельное геолого-структурное положение. Дайковые образования выполняют системы субпараллельных трещин, возникших на ранней стадии формирования постскладчатых зон интенсивного расщепления и трещиноватости пород, связанных с крупными

подвижками блоков фундамента на орогенном этапе развития региона. Представителями подобных дайковых поясов является Ускандинский пояс протяженностью более 40 км, установленный нами совместно с С. А. Шабовичем и ряд других поясов, выделенных для Северо-Западного Салаира В. Б. Дергачевым (1968).

Наиболее типичные разности диабазов и диабазовых порфиритов представлены темно-зелеными тонкозернистыми породами с неясно выраженной порфировой структурой. Единичные порфировые выделения плагиоклаза в них густо серицитизированы, трещиноваты и редко обнаруживают двойниковое строение. Основная масса диабазов гранулито-офитовая (рис. 7). Между беспорядочно расположенными лейстами сильно измененного плагиоклаза обильно развит бледно-зеленый хлорит, а также кальцит, рудный минерал и пироксен, нацело замещенный агрегатом мельчайших зерен эпидота. Рудный минерал — магнетит — распределен равномерно и обычно группируется в виде агрегатов зерен. Нередки случаи частичной перекристаллизации отдельных участков породы с образованием лепидо-гранобластовой структуры и появлением вторичного кварца. Встречаются и первичные апоинтерсертальная и пилотакситовая структуры с заметной ориентировкой породообразующих минералов.

Широко развиты дайки диабазовых порфиритов в пределах рудных полей — Салаирского, Урского, Каменушинского, причем, как отмечалось нами ранее (Дистанов, 1963), они являются предрудными образованиями и по времени внедрения близки к формированию барито-полиметаллической и колчеданно-полиметаллической минерализаций. По мнению ряда других исследователей, эти дайки могут быть внутриминерализованными (Лапухов, 1964; Лапухов, Шаратов, 1966). В связи с этим правильное определение возрастного положения этих пород имеет большое значение для решения вопросов рудообразования. По наиболее свежим разностям дайковых пород этого комплекса получены следующие цифры абсолютного возраста диабазового порфирита, определение калий-аргоновым методом:

1) из дайки, левый берег р. Кубалды, севернее горы Малиновой — 276 млн. лет ($K_2O=0,25\%$); 2) из дайки в том же районе — 235 ± 8 млн. лет ($K_2O=0,635\%$); 3) из дайки на Салаирском рудном поле, штольня «новая» — 280 ± 2 млн. лет ($K_2O=0,53\%$); 4) из дайки у дер. Гавриловка — 245 ± 3 млн. лет ($K_2O=0,31\%$).

Полученный возрастной интервал от 280 до 235 млн. лет отвечает пермскому периоду. Образование этих пород в изученном нами районе, очевидно, синхронно с внедрением дайковой интрузии северной части Колывань-Томской складчатой области, описанной Г. М. Ивановой (1968), и диабазового комплекса, выделенного для зоны каледонско-герцинской консолидации Салаира П. Е. Казаковым (1969).

Четкая геолого-структурная позиция этой группы основных пород и их возрастная характеристика, резко отличная от других интрузивных образований Салаира, позволяют нам выделить их в отдельный интрузивный комплекс и отнести к формациям самостоятельных малых интрузий. Вполне вероятно, что в составе комплекса наряду с основными породами находятся и производные кислых дифференциатов базальтоидной магмы — кварцевые порфиры и гранит-порфиры, отдельные дайковые тела которых встречаются в аналогичных структурах в пределах дайковых поясов диабазовых порфиритов. Однако решение этого вопроса встречает большие трудности, связанные с высокой степенью метаморфизма пород и близостью петрохимических особенностей субвулканических интрузий нижнего кембрия и более поздних интрузивных комплексов.

В настоящее время остается недостаточно выясненным вопрос о наличии среди субвулканических кислых порфировых интрузий Салаира молодых постскладчатых образований. Присутствие большого количества галек кислых порфировых пород и гранитоидов в конгломератах бачатской свиты среднего кембрия говорит о том, что значительная часть их сформировалась в тесной связи с кембрийским вулканизмом. Тем не менее структурное положение многих детально изученных тел порфировых пород риолито-дацитового состава, залегающих нередко согласно с крутопадающими вмещающими породами, указывает на их синкинематический либо постскладчатый характер. Интересно в связи с этим упомянуть, что определение калий-аргоновым методом возраста неизменной разности риолито-дацитового порфира из интрузии у поселка Рассвет дало результат 379 ± 7 млн. лет (два определения, содержание $K_2O = 0,20\%$), что соответствует нижнему — среднему девону. Вопрос этот требует, очевидно, дальнейшей детализации.

Наряду с вполне определенными возрастными характеристиками и четким положением в истории развития геологических структур Северо-Восточного Салаира, выделенные интрузивные комплексы имеют и достаточно характерные петрохимические особенности. В таблице 1 приведены данные химических анализов горных пород, выполненных в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР по нашим материалам и имеющихся в литературе; соответствующие числовые характеристики по методу А. Н. Заварицкого даны в таблице 2. На векторной диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 8) четко видна специфика петрохимических черт пород каждого интрузивного комплекса. К сожалению, мы не располагали химическими анализами пород девонского гранитоидного комплекса, петрохимические особенности которого на диаграмме не приводятся.

Комплекс субвулканических интрузий — комагматов кембрийских вулканогенных образований разбивается на две группы: породы кислого и основного составов. Для обеих групп наблюдается некоторый разброс фигуративных точек, характерный для начальных стадий дифференциации базальтовой магмы.

Группа кислых субвулканических порфировых пород, отвечающая в среднем по химическому составу андезито-дацитам (или нормальным гранодиоритам), несколько обеднена щелочами. По содержанию глинозема одна часть пород принадлежит к нормальному ряду, другая — содержит его в небольшом избытке. Количества полевошпатовой извести, окиси титана и окиси магния отвечают составу кислых пород нормального ряда.

Положение фигуративных точек группы субвулканических пород основного состава указывает на их принадлежность к базальтоидам с заметным разбросом по составу от диабазов до кварцевых диабазовых порфиритов. Величина щелочной характеристики a колеблется в широких пределах с крайними значениями от 6,8 до 15,6. Такой же разброс точек наблюдается и на левой части диаграммы, что указывает на нормальное, но неустойчивое содержание полевошпатовой извести (c — от 1,8 до 8,8). Относительно постоянные содержания отмечаются лишь для магния; среднее значение характеристики m равно 37,3.

Точки составов пород кембрийского плагиогранитного комплекса на диаграмме А. Н. Заварицкого хорошо совмещаются с фигуративными точками кислых субвулканических интрузий. Для них также характерно относительно невысокое содержание кремнекислоты и заниженное значение щелочности. Для пород этого комплекса отмечается резкая пере-сщеченность глиноземом ($a' = 40-45$).

Точки составов пород нижнекаменноугольного габбро-диабазового комплекса группируются в поле средних значений кварцевого диабаза по Р. Дэли. Обращает на себя внимание характеристика Q , которая для

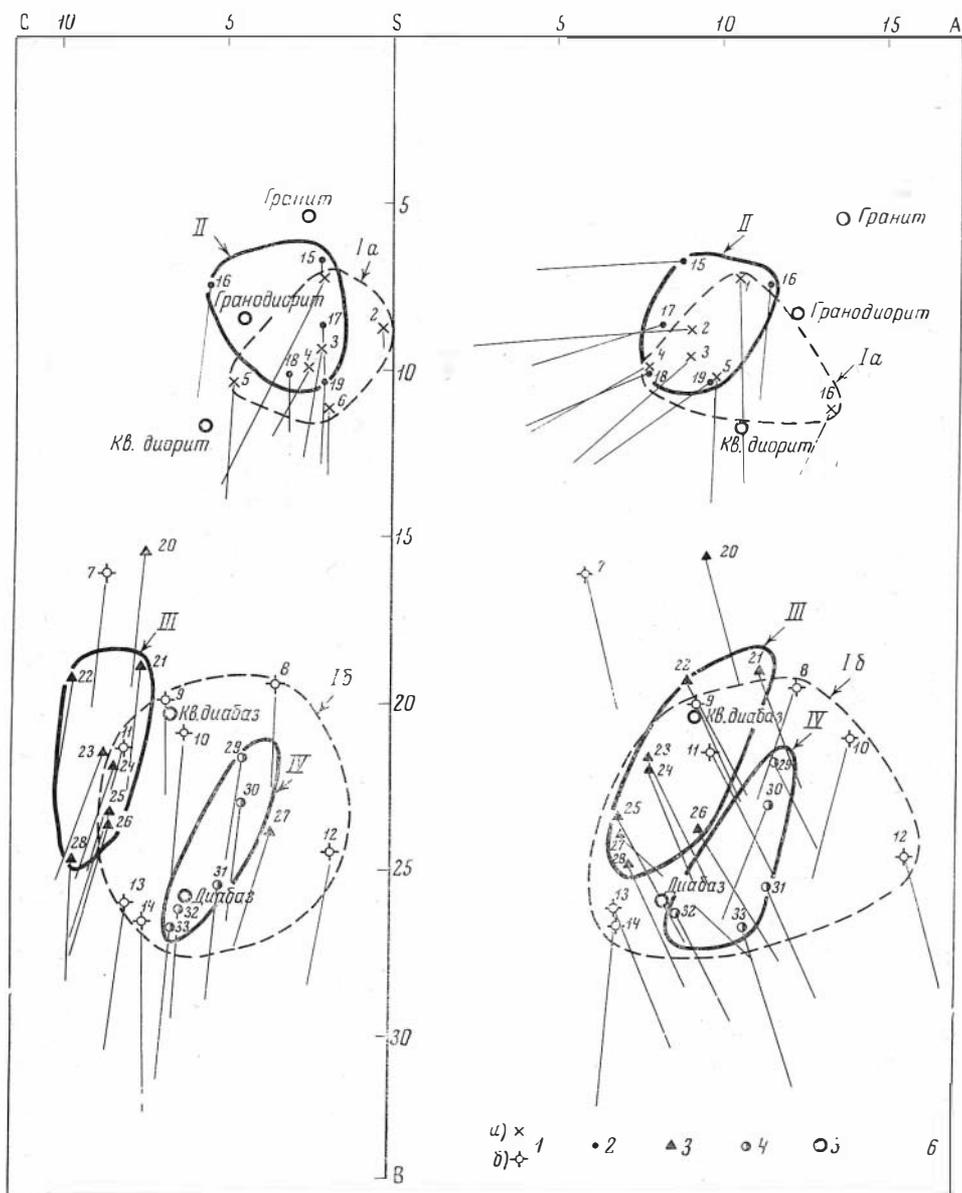


Рис. 8. Векторная диаграмма химических составов пород интрузивных комплексов Северо-Восточного Салаира

- 1 — комплекс субвулканических интрузий — комагатов кембрийского вулканизма (I);
 2 — кембрийский плагногранитный комплекс (II);
 3 — нижнекаменноугольный габбро-диабазовый комплекс (III);
 4 — дайковый комплекс самостоятельных малых интрузий пермского возраста (IV);
 5 — средние составы пород по Р. Дели;
 6 — поля развития пород интрузивных комплексов (I—IV).
 Цифры у векторов соответствуют порядковым номерам химических анализов в табл. I и 2

Химический состав пород интрузивных комплексов Северо-Восточного Салаира (в %)

| № п/п | Интрузивный комплекс | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO |
|-------|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|
| 1 | I. Комплекс субвулканических интрузий кембрийского вулканизма | 71,03 | 0,20 | 11,26 | 3,04 | — | 0,15 |
| 2 | | 73,95 | — | 14,61 | 0,39 | — | 0,02 |
| 3 | | 72,90 | 0,19 | 13,30 | 1,42 | 2,42 | 0,14 |
| 4 | | 72,46 | 0,26 | 13,16 | 1,64 | 2,95 | 0,03 |
| 5 | | 64,94 | 0,30 | 14,53 | 0,57 | 6,00 | 0,09 |
| 6 | | 64,93 | 0,43 | 14,16 | 2,99 | 5,14 | 0,11 |
| 7 | | 57,10 | 0,33 | 16,23 | 1,37 | 6,32 | 0,03 |
| 8 | | 55,40 | 0,93 | 16,20 | 5,23 | 6,32 | 0,18 |
| 9 | | 52,76 | 1,30 | 15,96 | 1,92 | 9,12 | 0,19 |
| 10 | | 47,30 | 0,90 | 20,00 | 2,47 | 7,40 | 0,11 |
| 11 | | 49,34 | 1,01 | 18,35 | 2,54 | 7,18 | 0,13 |
| 12 | | 49,44 | 1,35 | 14,00 | 4,59 | 8,26 | 0,03 |
| 13 | | 48,64 | 1,17 | 16,56 | 3,03 | 7,69 | 0,19 |
| 14 | | 46,78 | 1,01 | 16,15 | 2,02 | 7,33 | 0,21 |
| 15 | II. Кембрийский плагиогранитовый комплекс | 75,27 | 0,19 | 12,74 | 1,09 | 2,55 | 0,30 |
| 16 | | 65,71 | 0,34 | 16,59 | 0,39 | 3,80 | 0,03 |
| 17 | | 74,43 | 0,19 | 12,52 | 1,23 | 2,97 | 0,13 |
| 18 | | 71,55 | 0,30 | 14,15 | 1,23 | 3,71 | 0,09 |
| 19 | 70,69 | 0,19 | 13,67 | 1,46 | 3,11 | 0,09 | |
| 20 | III. Нижнекаменноугольный габбро-диабазовый комплекс | 55,02 | 0,79 | 17,24 | 2,61 | 5,39 | 0,25 |
| 21 | | 50,59 | 0,93 | 18,52 | 2,86 | 7,15 | 0,14 |
| 22 | | 49,19 | 0,90 | 19,47 | 3,57 | 5,52 | 0,13 |
| 23 | | 50,82 | 1,01 | 17,78 | 2,28 | 7,18 | 0,13 |
| 24 | | 50,50 | 1,25 | 17,37 | 3,12 | 8,12 | 0,19 |
| 25 | | 50,14 | 1,31 | 16,95 | 1,93 | 8,03 | 0,09 |
| 26 | | 47,31 | 1,62 | 13,84 | 1,76 | 7,50 | — |
| 27 | | 50,02 | 1,24 | 10,24 | 2,00 | 4,00 | 0,17 |
| 28 | 46,32 | 1,24 | 18,40 | 0,94 | 10,50 | 0,15 | |
| 29 | IV. Пермский комплекс даек основного состава | 51,63 | 1,41 | 14,93 | 4,21 | 8,93 | 0,23 |
| 30 | | 51,40 | 1,43 | 17,21 | 3,46 | 9,20 | 0,19 |
| 31 | | 44,16 | 1,11 | 14,57 | 1,62 | 10,49 | 0,26 |
| 32 | | 48,64 | 1,57 | 15,39 | 6,39 | 7,75 | — |
| 33 | | 45,42 | 2,45 | 17,13 | 3,40 | 7,76 | — |

Примечание. 1 — кварцевый дацитовый порфир, Салаирское рудное поле; 2 — кварцевый ский рудник; 4 — кварцевый андезито-дацитовый порфир, Салаирское рудное поле; 5 — кварцевый вый диабазовый порфирит, р. Ур; 8 — кварцевый диабазовый порфирит, р. М. Бачат; 9 — кварцевый — кварцевый диабаз, р. Ур; 12 — диабаз, г. Гурьевск; 13 — диабаз, село Локоть; 14 — диабаз, р. Колтырак, выше села Мокрушино; 17 — плагиогранит, р. Поперечная; 18 — плагиогранит, р. По- вый диабаз, дер. Большая Полдневая; 22 — кварцевый диабаз, юго-западнее села Александровки; г. Малиновая; 25 — габбро-диабаз, г. Малиновая; 26 — габбро-диабаз, южные склоны г. Малино- район г. Гурьевска; 30 — диабаз мелкозернистый, пикет 83 в железнодорожной выемке; 31 — диа- 33 — габбро-диабаз, г. Малиновая.

Анализы заимствованы из работ: 26, 32, 33 А. Я. Булыникова (1938, 1939); 3, 27 Г. С. Лабазы- 18, 19, 20, 21, 22, 25, 28 Е. А. Пономаревым. По материалам авторов выполнены в химлаборатории 14, 23, 24, 29, 30.

ТАБЛИЦА 1

| MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O | П.п.п. | P ₂ O ₅ | Сумма |
|------|-------|-------------------|------------------|------------------|--------|-------------------------------|--------|
| 2,75 | 1,90 | 2,89 | 2,93 | — | 3,71 | — | 99,96 |
| 0,22 | 0,29 | 4,29 | 0,33 | — | 1,50 | — | 100,63 |
| 2,09 | 1,36 | 3,70 | 0,90 | 0,14 | 1,54 | — | 100,63 |
| 1,34 | 2,14 | 2,42 | 1,96 | 0,16 | 2,70 | — | 101,81 |
| 2,22 | 3,90 | 4,11 | 0,65 | 0,14 | 2,21 | 0,16 | 99,98 |
| 1,43 | 1,62 | 6,13 | 0,12 | 0,23 | 2,47 | 0,24 | 100,15 |
| 3,54 | 8,10 | 2,36 | 0,20 | — | 3,74 | 0,11 | 100,02 |
| 3,74 | 2,89 | 5,49 | 0,16 | — | 2,93 | 0,20 | 99,77 |
| 3,54 | 7,52 | 3,93 | 0,10 | 0,08 | 3,02 | 0,12 | 99,56 |
| 4,59 | 4,73 | 5,23 | 0,97 | 5,23 | 0,10 | 0,21 | 99,69 |
| 4,16 | 9,55 | 3,18 | 1,52 | 0,06 | 2,52 | 0,27 | 99,86 |
| 5,62 | 3,76 | 4,97 | 3,11 | 0,10 | 4,48 | 0,30 | 100,06 |
| 6,24 | 9,90 | 2,56 | 0,72 | 0,04 | 2,90 | 0,23 | 99,93 |
| 8,53 | 5,79 | 2,89 | 0,05 | 0,12 | 8,23 | 0,26 | 99,42 |
| 0,08 | 1,92 | 3,70 | 0,70 | — | 0,76 | 0,09 | 99,39 |
| 1,39 | 4,39 | 4,33 | 1,10 | — | 1,44 | 0,26 | 99,82 |
| 0,77 | 1,80 | 3,73 | 0,22 | — | 0,14 | 0,20 | 99,43 |
| 1,05 | 2,72 | 3,50 | 0,32 | — | 1,30 | 0,20 | 100,12 |
| 1,60 | 1,67 | 4,20 | 0,40 | — | 2,24 | 0,06 | 99,33 |
| 3,31 | 6,92 | 3,70 | 0,60 | — | 2,88 | 0,27 | 93,93 |
| 3,81 | 7,67 | 4,05 | 1,15 | — | 2,74 | 0,37 | 100,03 |
| 3,60 | 10,00 | 3,37 | 0,56 | — | 2,10 | 0,42 | 93,93 |
| 4,47 | 9,90 | 2,36 | 0,78 | — | 2,00 | 0,31 | 99,57 |
| 4,26 | 9,11 | 2,97 | 0,63 | 0,10 | 1,84 | 0,30 | 99,81 |
| 4,93 | 10,49 | 2,63 | 0,60 | — | 2,74 | 0,34 | 100,18 |
| 5,09 | 11,07 | 3,49 | 0,84 | 0,57 | 1,71 | 0,35 | 100,20 |
| 4,71 | 10,23 | 2,20 | 1,20 | — | 1,97 | — | 99,93 |
| 4,96 | 10,40 | 2,19 | 0,15 | — | 2,70 | 0,29 | 93,95 |
| 3,33 | 6,17 | 4,30 | 0,50 | — | 3,22 | — | 99,36 |
| 4,47 | 3,62 | 4,61 | 0,76 | — | 3,04 | 0,33 | 99,72 |
| 4,46 | 6,69 | 4,21 | 0,53 | — | 11,73 | 9,56 | 99,93 |
| 4,81 | 8,43 | 3,65 | 0,23 | — | 3,07 | — | 99,93 |
| 6,75 | 8,53 | 4,29 | 0,60 | 0,33 | 2,97 | 0,49 | 100,20 |

андезито-дацитовый порфир, Салаирское рудное поле; 3 — андезит-дацитовый порфир, Салаир-порфир андезит-дацитового состава, р. Толмовая; 6 — гранодорит-порфир, р. Бачат; 7 — кварцевый диабазовый порфирит, село Локоть; 10 — кварцевый диабазовый порфирит, г. Гурьевск; дер. Печеркино; 15 — плагиогранит, р. Лариониха, ниже р. Поперечной; 16 — плагиогрант-порфир, перечная; 19 — гранит-порфир, р. Колтырак; 20 — габбро-диабаз, село Христиновка; 21 — кварце-23 — кварцевый диабаз, г. Малиновая; 24 — кварцевый диабазовый порфирит мелкозернистый, вой; 27 — габбро-диабаз, г. Малиновая; 28 — диабаз, р. Ур; 29 — кварцевый диабазовый порфирит, базовый порфирит, Салаирское рудное поле; 32 — диабазовый порфирит, южнее г. Малиновой; на (1940). Предоставлены авторам для данной работы: 1, 2, 4, 31 И. П. Незабытовским; 15, 16, 17, Института геологии и геофизики СО АН СССР, аналитик З. В. Болева; 5, 6, 7, 8, 9, 19, 11, 12, 13.

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому) химических составов пород интрузивных комплексов Северо-Восточного Салаира (см. табл. 1)

| № п/п | Интрузивный комплекс | <i>a</i> | <i>c</i> | <i>b</i> | <i>S</i> | <i>f'</i> | <i>m'</i> |
|-------|---|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|
| 1 | I. Комплекс субвулканических интрузий кембрийского вулканизма | 10,6 | 2,1 | 7,3 | 80,0 | 35,0 | 62,4 |
| 2 | | 9,1 | 0,3 | 8,8 | 81,8 | 4,2 | 3,5 |
| 3 | | 9,1 | 2,1 | 9,6 | 79,2 | 27,4 | 34,5 |
| 4 | | 7,9 | 2,5 | 10,0 | 79,6 | 39,5 | 21,0 |
| 5 | | 9,9 | 4,8 | 10,3 | 75,0 | 61,0 | 37,0 |
| 6 | | 13,4 | 2,0 | 11,2 | 73,4 | 65,8 | 21,6 |
| 7 | | 5,8 | 8,7 | 16,1 | 69,4 | 50,0 | 39,4 |
| 8 | | 12,4 | 3,5 | 19,6 | 64,5 | 54,2 | 32,4 |
| 9 | | 9,2 | 6,8 | 20,0 | 64,0 | 54,0 | 31,0 |
| 10 | | 14,0 | 6,3 | 21,0 | 58,7 | 46,0 | 42,0 |
| 11 | | 9,7 | 8,1 | 21,4 | 60,8 | 44,5 | 35,0 |
| 12 | | 15,6 | 1,7 | 24,6 | 58,2 | 43,5 | 39,2 |
| 13 | | 6,8 | 8,1 | 26,1 | 59,0 | 39,6 | 42,4 |
| 14 | | 6,9 | 7,6 | 26,6 | 53,9 | 35,2 | 59,0 |
| 15 | II. Кембрийский плагиогранитный комплекс | 8,8 | 2,2 | 6,7 | 82,3 | 47,5 | 1,9 |
| 16 | | 11,5 | 5,5 | 7,4 | 77,6 | 61,0 | 35,0 |
| 17 | | 8,2 | 2,1 | 8,6 | 81,1 | 43,2 | 13,6 |
| 18 | | 7,8 | 3,1 | 10,1 | 79,0 | 43,0 | 17,0 |
| 19 | | 9,6 | 2,0 | 10,4 | 78,0 | 33,8 | 25,5 |
| 20 | III. Нижнекаменноугольный габбро-диабазовый комплекс | 9,6 | 7,5 | 15,5 | 67,4 | 50,5 | 33,4 |
| 21 | | 11,2 | 7,6 | 19,0 | 62,2 | 53,2 | 35,8 |
| 22 | | 9,7 | 9,7 | 19,3 | 62,0 | 46,6 | 34,4 |
| 23 | | 7,8 | 8,8 | 21,6 | 61,8 | 43,0 | 37,0 |
| 24 | | 7,8 | 8,4 | 22,0 | 61,8 | 49,7 | 34,6 |
| 25 | | 6,9 | 8,5 | 23,4 | 61,2 | 41,0 | 37,8 |
| 26 | | 9,4 | 8,6 | 23,8 | 58,2 | 33,3 | 38,0 |
| 27 | | 7,0 | 3,7 | 23,9 | 65,4 | 24,3 | 35,6 |
| 28 | | 7,2 | 9,7 | 24,8 | 58,3 | 47,0 | 36,3 |
| 29 | IV. Пермский комплекс даек основного состава | 11,6 | 4,5 | 21,7 | 62,2 | 57,4 | 26,7 |
| 30 | | 11,5 | 4,5 | 23,0 | 61,0 | 51,8 | 33,4 |
| 31 | | 11,4 | 5,2 | 25,5 | 57,9 | 50,0 | 33,4 |
| 32 | | 8,6 | 6,4 | 26,2 | 53,8 | 51,3 | 32,4 |
| 33 | | 10,7 | 6,6 | 26,7 | 56,0 | 40,0 | 47,0 |

ТАБЛИЦА 2

| c' | a' | n | t | φ | Q | Номер пла- гиолаза | a/c |
|------|------|-----|-----|-----------|-------|-----------------------|-------|
| 2,7 | — | 60 | 0,2 | 35,0 | +36,7 | 25 | 5,0 |
| — | 92,3 | 95 | 0 | 4,2 | +45,1 | 3 | — |
| — | 36,5 | 86 | 0,2 | 12,3 | +33,1 | 22 | 4,3 |
| — | 39,5 | 65 | 0,3 | 13,2 | +40,9 | 33 | 3,1 |
| — | 1,3 | 92 | 0,3 | 5,3 | +25,4 | 35 | 2,1 |
| — | 12,0 | 100 | 0,5 | 22,8 | +18,0 | 13 | 6,7 |
| 10,8 | — | 95 | 0,4 | 10,0 | +18,5 | 61 | 0,7 |
| — | 12,7 | 93 | 1,2 | 23,2 | +2,7 | 22 | 3,5 |
| 14,0 | — | 100 | 1,6 | 8,6 | +2,8 | 43 | 1,3 |
| — | 11,2 | 90 | 1,3 | 10,5 | -17,1 | 33 | 2,2 |
| 19,7 | — | 76 | 1,5 | 10,8 | -5,9 | 52 | 1,2 |
| 12,2 | — | 71 | 2,0 | 16,4 | -16,6 | 13 | 9,2 |
| 17,2 | — | 85 | 1,7 | 10,4 | -3,7 | 53 | 0,8 |
| — | 5,3 | 100 | 1,6 | 6,7 | -3,6 | 53 | 0,9 |
| — | 46,5 | 90 | 0,2 | 13,6 | +44,8 | 22 | 4,0 |
| — | 4,0 | 85 | 0,3 | 8,0 | +24,7 | 36 | 2,1 |
| — | 42,4 | 97 | 0,2 | 12,0 | +43,7 | 20 | 3,9 |
| — | 40,0 | 95 | 0,3 | 9,1 | +39,3 | 30 | 2,5 |
| — | 36,6 | 95 | 0,1 | 11,4 | +34,8 | 18 | 4,8 |
| 9,3 | — | 91 | 1,1 | 15,0 | +8,1 | 46 | 1,3 |
| 12,2 | — | 84 | 1,4 | 13,0 | -5,6 | 44 | 1,5 |
| 18,2 | — | 90 | 1,3 | 17,0 | -3,7 | 55 | 0,9 |
| 18,7 | — | 87 | 1,5 | 9,5 | -0,8 | 57 | 0,9 |
| 14,8 | — | 87 | 1,7 | 12,5 | -0,4 | 55 | 0,9 |
| 21,2 | — | 87 | 1,9 | 6,3 | +0,1 | 53 | 0,8 |
| 23,7 | — | 86 | 2,5 | 6,7 | -11,0 | 52 | 1,1 |
| 39,4 | — | 73 | 2,0 | 7,3 | +13,1 | 43 | 1,9 |
| 16,0 | — | 96 | 1,9 | 3,5 | -7,5 | 53 | 0,7 |
| 15,0 | — | 94 | 2,0 | 17,0 | -3,3 | 30 | 2,6 |
| — | 1,40 | 90 | 2,0 | 12,3 | -5,5 | 30 | 2,5 |
| 15,4 | — | 92 | 2,0 | 6,1 | -12,1 | 33 | 2,2 |
| 16,4 | — | 97 | 2,3 | 21,8 | -6,0 | 45 | 1,3 |
| 15,0 | — | 92 | 3,3 | 11,3 | -16,0 | 40 | 1,6 |

пород этой группы имеет небольшие значения и переменный знак и указывает в целом на некоторый избыток в этих породах кремнекислоты. Для габбро-диабазов характерны устойчивые содержания закисного и окисного железа, титана, магния и полевошпатовой извести, свойственные породам нормального ряда. Содержания полевошпатовой извести в породах габбро-диабазового комплекса имеют повышенные значения, что отчетливо видно на плоскости CSB диаграммы (значения s для отдельных пород составляют 8,8 и 9,7).

Особенности химизма пород дайкового комплекса самостоятельных малых интрузий пермского возраста выявляются наиболее отчетливо. Все начальные точки векторов дают сближенный рой в поле средних составов диабазов по Р. Дэли. Смещение фигуративных точек вправо указывает на субщелочной состав пород. Щелочной индекс их a/c в среднем равен 2 и в два раза превышает щелочность пород габбро-диабазового комплекса. Для этой группы пород отмечается также несколько повышенное содержание титана и пониженное — кремнекислоты. Характеристика Q в них во всех случаях отрицательна и имеет небольшие значения (от -2 до -16).

Для интрузивных комплексов Северо-Восточного Салаира намечаются и некоторые общие петрохимические черты, связанные, очевидно, с определенной направленностью эволюции магматизма в истории развития этого региона. Сводятся они к следующему:

1. Все интрузивные комплексы относятся к образованиям нормального щелочно-земельного ряда.

2. Количество кремнекислоты в породах большинства комплексов, как правило, является избыточным.

3. Для большинства пород основного состава отношения железа к магнию имеют небольшие значения (среднее 1,5) и по параметру b точки составов пород располагаются в поле нормальных габброидов.

4. Породы всех интрузивных комплексов пересыщены натрием. Значение характеристики n (среднее -90) не опускается для отдельных типов пород ниже 70.

Помимо уточнения петрографических и петрохимических характеристик отдельных групп пород и интрузивных комплексов проведенные исследования позволяют сделать ряд выводов, существенно дополняющих известные ранее сведения по магматизму Северо-Восточного Салаира.

1. Появились дополнительные данные, позволяющие выделять самостоятельный раннекаледонский плагиогранитный комплекс, образование которого по результатам определения абсолютного возраста можно отнести ко второй половине кембрийского периода.

2. Уточнен возраст и объем интрузивного комплекса габбро-диабазов, ранее относимого к додевонским образованиям. По большой сходимости результатов определений абсолютного возраста габбро-диабазов из различных массивов Северо-Восточного Салаира калий-аргоновым методом, время образования их можно с достоверностью отнести к раннему карбону.

3. Выделен комплекс самостоятельных малых интрузий преимущественно основного состава (диабазы и диабазовые порфириды), слагающих постскладчатые дайковые пояса в зонах интенсивной трещиноватости и расщелачивания. Возраст этих пород по данным калий-аргонового метода установлен как пермский.

4. Устанавливается достаточно четкая петрохимическая унаследованность развития магматизма Северо-Восточного Салаира от раннегеосинклинального до орогенного этапов развития в пределах нормального щелочно-земельного ряда с натровой щелочной специализацией и некоторой пересыщенностью кремнекислотой.

Приведенные данные позволяют по-новому подойти к расшифровке истории развития магматизма и уточнить решение ряда генетических вопросов рудообразования в пределах полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира.

ЛИТЕРАТУРА

- Арапов А. А.* Новые данные о возрасте гранитоидных интрузий Северного Салаира.— В сб. «Некоторые итоги геологического изучения Салаирского кряжа». Новосибирск, 1960.
- Болгов Г. П.* К методике поисков полиметаллических руд Салаира.— Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, 1933, № 5.
- Булытников А. Я.* Особенности рудоносности диоритовой каледонской интрузии Салаирского кряжа.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1938, № 4.
- Булытников А. Я., Смирнова Н. Н.* Диоритовая формация северо-восточного склона Салаирского кряжа.— Труды Томск. ун-та, 1939, 36.
- Булытников А. Я.* Малые интрузии и дайковые породы Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа и связанное с ними оруденение.— В сб. «Магматизм и связанные с ним полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1960.
- Голошейкин Б. В.* О возрасте Улантовского массива гранитоидов в Северо-Западном Салаире.— Новосибирск, 1965.
- Дербигов И. В.* Сульфидные руды Салаира и пути их промышленного освоения.— Труды научной конференции по изучению производительных сил Салаира, т. II. Томск, 1940.
- Дергачев В. Б.* Верхнепалеозойские гранитоиды Салаира. Новосибирск, 1965.
- Дергачев В. Б.* Малые интрузии Северо-Западного Салаира.— Труды СНИИГГИМС, 1968а, вып. 70.
- Дергачев В. Б.* О магматизме Северо-Западного Салаира. Новосибирск, 1968б.
- Дистанов Э. Г.* О возрасте полиметаллических месторождений Салаира и некоторых закономерностях их локализации.— Геол. и геофиз., 1963, № 8.
- Иванова Г. М.* Дайковая интрузия северной части Колывань-Томской складчатой области и связанные с ней рудопроявления.— Труды СНИИГГИМС, 1968, вып. 70.
- Қазақов П. Е.* Магматические комплексы Салаира.— В сб. «Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая». Новокузнецк, 1969.
- Лабазин Г. С.* Структурно-морфологические особенности месторождений Салаирских рудников и геологические условия их нахождения.— Цвет. металлы, 1940, № 3—4.
- Лапухов А. С.* Особенности структуры и процессов динамометаморфизма горных пород и руд Салаирского рудного поля.— Геол. и геофиз., 1964, № 12.
- Лапухов А. С., Шаранов В. Н.* О взаимоотношении даек и оруденения на Салаирском рудном поле.— Геол. и геофиз., 1966, № 2.
- Пономарев Е. А.* Основные черты интрузивного магматизма Салаирского кряжа.— Труды СНИИГГИМС, 1968, вып. 70.
- Поспелов Г. Л.* Явления замещения при образовании эффузивовидных пород и об особенностях развития рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири.— В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
- Сперанский Б. Ф., Усов М. А.* Гурьевский район Салаирского кряжа. (Сиб. экскурсия XVII Междунар. геол. конгресса). М., 1937.
- Усов М. А.* Проблема Рудного Салаира.— Вестник Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, 1933, вып. 4.
- Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э.* Геологический очерк Салаира.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 63.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ И ГЕНЕЗИСЕ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ЛИСТВЕНИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

И. П. Щербань

Листвениты и лиственитоподобные породы с давних пор привлекают внимание довольно широкого круга исследователей, посвятивших свои работы особенностям геологического положения этих образований, их петрографической и минералогической характеристике, условиям образования, а также вопросам систематики и номенклатуры (Бетехтин, 1953; Бок, 1956; Бородаевская, 1944; Бородаевский, Панова 1958; Михайлов, Москалева, 1956). Кроме того, широко известны обобщающие работы Н. И. Бородаевского и М. Б. Бородаевской (1947), Н. И. Бородаевского (1960), М. А. Кашкая и Ш. М. Аллахвердиева (1965), в которых приводится детальная и разносторонняя характеристика лиственитов и березитов Урала и Азербайджана.

В то же время нельзя не отметить, что несмотря на весьма значительное количество работ, накопившихся за более чем столетнюю историю изучения лиственитов, многие особенности минералогического состава и генезиса этих образований все еще остаются изученными сравнительно слабо. Достаточно сказать, что представления о температуре, давлении и концентрации углекислоты в гидротермальных растворах, обусловивших образование лиственитов, до сих пор не проверены расчетным и экспериментальным путем и, таким образом, по существу не выходят из области предположений. Далеко недостаточно, по крайней мере в минералогическом отношении, изучен также вопрос о влиянии особенностей состава исходных пород на характер метасоматической зональности лиственитов в целом и на минералогический состав каждой зоны в отдельности. Довольно редко встречается в литературе детальная минералогическая характеристика лиственитов и, в частности, данные рентгеноструктурных, термических и химических исследований карбонатов, являющихся главнейшей составной частью этих образований.

Учитывая изложенное, главное внимание при обработке материала, положенного в основу настоящей статьи, было направлено на изучение ряда особенностей минералогического состава лиственитов и лиственитизированных пород и на термодинамический анализ некоторых предполагаемых реакций их образования. Кроме того, для проверки данных, полученных расчетным путем, была проведена серия экспериментов по выявлению верхнего температурного предела кварцево-магнезитовой минеральной ассоциации, т. е. по существу лиственитов и лиственитоподобных пород.

В качестве объектов для исследования были выбраны Семеновское, Берикульское, Комсомольское, Центральное и Ударное золоторудные месторождения Кузнецкого Алатау, характеризующиеся близкими условиями образования, но залегающие в различных породах, что позволило подойти к выявлению некоторых закономерностей зависимости минералогического состава гидротермально-измененных пород, развитых на этих месторождениях, от состава исходных образований. Названные месторождения могут быть отнесены, по мнению А. Я. Булыникова (1948), к единой в генетическом отношении группе сравнительно низкотемпературных гипабиссальных жильных месторождений, что находит

свое отражение в сходстве их минералогического состава, текстурно-структурных особенностей руд, морфологии рудных тел, во взаимоотношениях с магматическими породами и т. д. Поскольку все эти данные, а также геологическое положение рассматриваемых месторождений достаточно детально описаны в опубликованных работах (Булытников, 1948; Монич, 1937; Розанова, 1965), перейдем непосредственно к характеристике гидротермально-измененных пород, получивших повсеместное и довольно широкое распространение в пределах этих месторождений.

Не касаясь здесь достаточно сложного вопроса о систематике пород лиственитового облика, отметим только, что рассматриваемые образования, нередко сходные в минералогическом отношении с классическими лиственитами (Бетехтин, 1953), представляют собой в то же время типичные продукты околожильных изменений. Н. И. Бородаевский (1960), анализируя данные о геологическом положении и о петрографических особенностях этих пород, пришел к выводу, что они представляют собой фацию малых глубин обширного генетического комплекса лиственитизированных пород. В. А. Кузнецов с соавторами (1962), подчеркивая гетерогенность пород лиственитового облика, предложили именовать продукты околожильных изменений соответствующего состава лиственитоподобными породами гидротермального генезиса.

В пределах упомянутых месторождений лиственитоподобные породы гидротермального генезиса образуют обычно околожильные ореолы вблизи золоторудных жил и рудоносных зон брекчирования и дробления. Форма таких ореолов в значительной степени зависит от конфигурации жил и зон брекчирования и дробления, которые они окаймляют, и представлена обычно в плане вытянутыми полосами и неправильной формы пятнами. Последние, как правило, наблюдаются в узлах взаимнопересекающихся трещин или зон брекчирования. Протяженность ореолов измененных пород колеблется в пределах нескольких десятков, реже сотен метров при мощности, равной, как правило, 0,5—1,5 м, причем максимальной мощности зоны изменений достигают чаще всего в породах основного и ультраосновного состава, в то время как в известняках и существенно калишпатовых породах они редко превышают дватри десятка сантиметров. Показательно также, что строение ореолов измененных пород довольно часто характеризуется отчетливо выраженной асимметрией, которая заключается в несколько большей мощности проработанных зон со стороны висячего бока по сравнению с лежащим.

Процессы гидротермальных изменений в породах ультраосновного состава наиболее полно и отчетливо проявились на Семеновском месторождении. Почти нацело серпентинизированные гипербазиты, вмещающие это месторождение, представляют собой плотную в той или иной степени рассланцованную породу темно-зеленого цвета, сложенную практически единственным минералом — антигоритом (95%), образующим пластинчатые и листоватые индивиды, обособляющиеся в линейно-вытянутые и сноповидные агрегаты. Кроме антигорита, в серпентинитах встречаются также отдельные зерна магнетита, в той или иной степени гематизированного, и хромшпинелидов, составляющие в сумме около 5% площади шлифов.

Измененные вблизи золоторудных жил серпентиниты внешне отличаются от неизмененных несколько меньшей плотностью, более интенсивной в ряде случаев рассланцовкой и окраской с преобладанием серых и буровато-серых тонов. В строении этих пород точно также, как и лиственитов (Бетехтин, 1953), довольно отчетливо выделяются три метасоматические зоны, расположенные в следующем порядке: неизменный серпентинит → тальковые породы → карбонатно-тальковые и тальково-карбонатные породы → кварцево-карбонатные породы. Тальковые породы, как это следует из их наименования, представляют собой мономинеральные

образования, сложенные практически единственным минералом — тальком, образующим пластинчатые индивиды размером 0,05—0,10 мм в виде своеобразных мелкочешуйчатых агрегатов. Помимо талька, в составе таких пород в количестве нескольких процентов устанавливаются также реликтовые минералы, представленные хромшпинелидами, магнетитом, гематитом, а в случаях неполной проработки исходной породы — серпентином. Карбонатно-тальковые и тальково-карбонатные породы сложены почти изометричными зернами карбоната и как бы цементирующими их тонкочешуйчатыми агрегатами талька. Количественные соотношения этих двух минералов изменяются в довольно широких пределах, но в сумме они всегда занимают 90—95% площади шлифов. Кроме талька и карбоната, в описываемых породах содержится также небольшое количество антигорита, в той или иной степени гематитизированного магнетита и хромшпинелидов. Кварцево-карбонатные породы, слагающие зону, непосредственно примыкающую к рудным телам, состоят, так же, как и типичные листвениты, из кварца (25—30%) и магнезита ($N_g=1,702$; $N_p=1,505$), которые наблюдаются в виде очень мелких (не более 0,01 мм) зерен, сгруппированных в пятнообразные с расплывчатыми краями агрегаты, составляющие основную ткань породы. Помимо кварца и магнезита, в описываемых породах содержатся небольшие количества талька, фуксита, магнетита, хромшпинелидов и пирита.

ТАБЛИЦА 1

Рентгенографическая характеристика карбонатных фракций гидротермально-измененных пород

| а) Карбонат из измененных серпентинитов Семеновского месторождения | | б) Карбонат из измененных порфиритов Беркульского месторождения | | в) Карбонат из измененных гранодиоритов Комсомольского месторождения | | г) Карбонат из измененных известняков Комсомольского месторождения | |
|--|---------------------|---|---------------------|--|---------------------|--|---------------------|
| <i>I</i> | $\frac{d\alpha}{n}$ | <i>I</i> | $\frac{d\alpha}{n}$ | <i>I</i> | $\frac{d\alpha}{n}$ | <i>I</i> | $\frac{d\alpha}{n}$ |
| 10 | 3,35 | 2 | 4,10 | 10 | 3,040 | 10 | 3,045 |
| 8 | 2,88 | 2 | 3,635 | 8 | 2,850 | 2 | 2,500 |
| 10 | 2,75 | 6 | 3,040 | 4 | 2,650 | 4 | 2,300 |
| 4 | 2,52 | 10 | 3,881 | 2 | 2,505 | 5 | 2,271 |
| 2 | 2,40 | 1 | 2,660 | 4 | 2,292 | 7 | 2,090 |
| 4 | 2,35 | 2 | 2,467 | 3 | 2,182 | 9 | 1,875 |
| 2 | 2,30 | 2 | 2,403 | 7 | 2,035 | 2 | 1,630 |
| 3 | 2,23 | 4 | 2,195 | 9 | 1,865 | 5 | 1,595 |
| 4 | 2,15 | 5 | 2,094 | 4 | 1,782 | 6 | 1,518 |
| 8 | 2,11 | 2 | 2,060 | 2 | 1,623 | 3 | 1,478 |
| 2 | 2,00 | 4 | 2,010 | 6 | 1,604 | 4 | 1,435 |
| 4 | 1,937 | 5 | 1,875 | 3 | 1,532 | 4 | 1,410 |
| 6 | 1,815 | 5 | 1,788 | 6 | 1,525 | 2 | 1,335 |
| 3 | 1,770 | 3 | 1,762 | 3 | 1,473 | 3 | 1,295 |
| 1 | 1,690 | 1 | 1,560 | 5 | 1,444 | 4 | 1,175 |
| 1 | 1,560 | 3 | 1,541 | 3 | 1,415 | 5 | 1,143 |
| 5 | 1,540 | 3 | 1,518 | 1 | 1,335 | 3 | 1,140 |
| 4 | 1,150 | 2 | 1,460 | 2 | 1,250 | 10 | 1,044 |
| 5 | 1,432 | 3 | 1,433 | 3 | 1,235 | | |
| 7 | 1,465 | 1 | 1,335 | 3 | 1,172 | | |
| 6 | 1,370 | 2 | 1,330 | 5 | 1,150 | | |
| 6 | 1,345 | 1 | 1,264 | 2 | 1,141 | | |
| 7 | 1,320 | 3 | 1,167 | 10 | 1,044 | | |
| 4 | 1,245 | 4 | 1,125 | | | | |
| 1 | 1,235 | | | | | | |
| 2 | 1,221 | | | | | | |

Условия съемки: Со-анткатод; Fe-фильтр; $V=40$ кв; $I=10$ т А; $2R=57,3$ мм; $d=0,2$ мм.

Результаты термических и рентгено-структурных анализов мономинеральных фракций карбонатов, выделенных из наиболее измененных пород (рис. 1, А, Б, табл. 1, а), позволяют диагностировать карбонаты, образовавшиеся в процессе гидротермальных изменений, как магнетит, содержащий примесь доломита. Сопоставление химических анализов неизмененных и в различной степени преобразованных серпентинитов Семеновского месторождения (табл. 2; рис. 2, А) указывает на существенное увеличение в измененных разностях по сравнению со свежими углекислоты и уменьшение SiO_2 , что не противоречит данным петрографических наблюдений. Нельзя считать вполне закономерным заметное увеличение CaO в описываемых породах, связанное, вероятно, с участием в их составе более позднего кальцита, содержащегося в значительных количествах в жилах Семеновского месторождения.

Таким образом, процесс образования рассматриваемых пород точно так же, как и для лиственитов (Бетехтин, 1953), сводится по существу к разложению серпентинитов калиево-углекислыми гидротермальными растворами и замещению их тальково-карбонатными или в случае более полной проработки кварцево-карбонатными породами, причем по мере возрастания интенсивности изменения пород увеличивается количество вновь образованного магнетита и, естественно, вынесенного кремнезема.

Гидротермальные изменения в породах основного состава изучались на Бериккульском месторождении, подавляющая часть рудных тел которого локализуется в плагиоклазовых порфиритах. Неизменные порфириты состоят из крупных таблитчатых кристаллов плагиоклаза, соответствующего, по данным В. К. Монича (1937), андезину-лабрадору, и более мелких по размеру вкрапленников темноцветных минералов (до 5—10%), представленных, по-видимому, вторичной роговой обманкой. Основная ткань порфиритов сложена удлиненными призматическими пластинками андезина и кристалликами роговой обманки, соответствующей по составу актинолиту. Из числа второстепенных минералов в порфиритах установлены кварц, апатит, магнетит и пирит.

Измененные процессами гидротер-

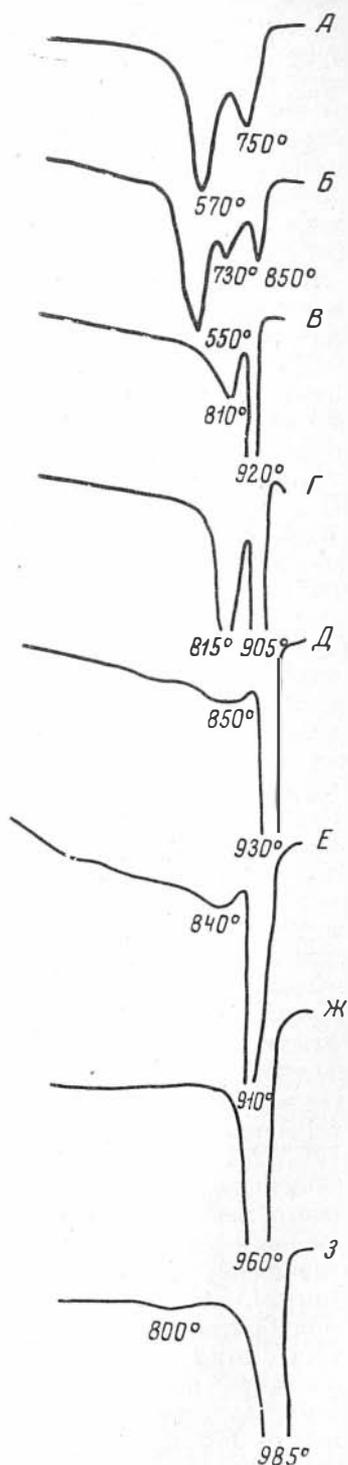


Рис. 1. Термограммы карбонатных фракций лиственитоподобных пород

мальных преобразований порфириды точно так же, как и серпентиниты, характеризуются довольно четко выраженным зональным строением, которое может быть представлено в виде следующей схемы: неизменный порфирит → хлоритизированные породы → биотитизированные породы → мусковитизированные и карбонатизированные породы. Хлоритизированные породы слагают довольно мощную (до нескольких десятков метров) зону, наиболее удаленную от рудных жил. Изменения в породах этой зоны выражаются в хлоритизации темноцветных минералов и более или менее интенсивной серицитизации плагиоклазов. Необходимо, однако, отметить, что поскольку серицитизированные и хлоритизированные породы занимают значительные площади и нередко наблюдаются вне связи с рудоносными жилами, трудно однозначно заключить, являются ли эти породы составной частью метасоматической колонки, образовавшейся в процессе околорудных изменений, или представляют собой продукт более ранних, возможно, автометаморфических процессов. Процессы гидротермальных изменений в зоне биотитизации выражаются в замещении большей части темноцветных минералов биотитом и более интенсивной, чем в предыдущей зоне, серицитизации плагиоклазов. Кроме того, в породах этой зоны довольно часто устанавливаются единичные зерна пирита. Мощность зоны биотитизации составляет 0,5—1 м.

В участках, непосредственно примыкающих к рудоносным жилам, плагиоклазовые порфириды испытали весьма глубокие преобразования, заключающиеся в практически полном замещении плагиоклазов пластинками мусковита и карбоната, а темноцветных минералов — укрупненными изометричными по форме зернами карбоната. Помимо мусковита и карбоната, в измененных породах описываемой зоны наблюдается значительное количество новообразований кварца, занимающих 5—10% площади шлифов, и повышенное по сравнению с предыдущей зоной содержание пирита, локализующегося здесь в прожилкообразные скопления.

Термические, рентгеноструктурные и оптические исследования карбонатов, выделенных из наиболее измененных разновидностей порфиритов, показали (рис. 1, В, Г; табл. 1), что эти минералы могут быть определены как доломиты ($N_g - 1,680$; $N_p - 1,697$). Из сопоставления неизменных и в различной степени измененных порфиритов следует (рис. 2, Б, табл. 2), что в процессе преобразования этих пород отмечается существенный привнос K_2O , Ca_2O и CO_2 , что нашло свое отражение в их мусковитизации и доломитизации, и вынос около 50% содержащегося в исходной породе SiO_2 . Таким образом, при формировании околорудных метасоматитов состав исходных пород оказывает существенное влияние на минералогический состав каждой зоны в отдельности, в том числе и на состав наиболее измененных пород, которые в данном случае оказываются сложены мусковитом (~35%), доломитом (~50%), кварцем (~10%) и пиритом (~5%).

Описание процесса гидротермальных изменений гранодиоритов Центрального месторождения приводится в работе Н. А. Розановой (1965). По данным этого исследователя, неизменные гранодиориты сложены плагиоклазом зонального строения (66,5%), роговой обманкой (2,1%), серицитом, хлоритом, эпидотом (5,7%) и рудными минералами (0,9%). Гранодиориты, непосредственно примыкающие к рудоносным жилам и в связи с этим наиболее измененные процессами гидротермальных преобразований, почти не содержат первичных минералов и состоят из перекристаллизованного кварца (40%), интенсивно пелитизированного калиевого полевого шпата (10—15%), розетковидных скоплений мусковита (40—45%), карбоната (2—5%) и рудного минерала, представленного пиритом (1—2%). Показательно, что так же, как и в описанном выше случае, интенсивно измененные гранодиориты постепенно, по мере

Химический состав неизмененных и гидротермально-измененных пород некоторых золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау

| Порода, месторождение | № обр. | SiO ₂ | | | Al ₂ O ₃ | | | Fe ₂ O ₃ | | | FeO | | | CaO | | |
|--|--------|------------------|-------|--------|--------------------------------|-------|-------|--------------------------------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|--------|
| | | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 |
| Серпентинит, Семеновское месторождение | 1 | 36,54 | 36,65 | 963,9 | 1,20 | 1,20 | 31,6 | 10,45 | 10,43 | 275,6 | 1,52 | 1,52 | 40,0 | 1,13 | 1,13 | 31,0 |
| Тальково-карбонатная порода, Семеновское месторождение | 2 | 31,42 | 31,23 | 844,6 | 0,70 | 0,70 | 18,9 | 4,21 | 4,19 | 113,1 | 2,23 | 2,22 | 59,9 | 1,42 | 1,41 | 33,1 |
| То же | 3 | 27,33 | 27,54 | 746,3 | 1,15 | 1,16 | 31,4 | 4,11 | 4,13 | 111,9 | 2,74 | 2,76 | 74,8 | 2,36 | 2,33 | 73,0 |
| Лиственитоподобная порода, Семеновское месторождение | 4 | 24,42 | 24,52 | 666,9 | 1,22 | 1,22 | 33,2 | 3,84 | 3,85 | 104,7 | 3,45 | 3,46 | 94,1 | 6,63 | 6,65 | 130,9 |
| Плагноклазовый порфирит, Бериккульское месторождение | 5 | 50,11 | 50,31 | 1338,6 | 14,96 | 15,02 | 414,5 | 0,32 | 0,32 | 8,9 | 8,85 | 8,89 | 245,4 | 9,57 | 9,61 | 265,2 |
| Измененный порфирит, Бериккульское месторождение | 6 | 51,23 | 51,24 | 1368,2 | 13,15 | 13,15 | 351,1 | — | — | — | 7,73 | 7,73 | 207,7 | 6,54 | 6,54 | 174,6 |
| То же | 7 | 43,09 | 43,29 | 1147,2 | 15,47 | 15,57 | 412,6 | 0,53 | 0,53 | 14,0 | 7,51 | 7,55 | 200,1 | 7,31 | 7,35 | 194,8 |
| » » | 8 | 42,79 | 42,86 | 1140,1 | 9,18 | 9,19 | 244,4 | 2,04 | 2,04 | 54,3 | 5,06 | 5,07 | 134,9 | 16,13 | 16,16 | 429,9 |
| » » | 9 | 23,40 | 23,36 | 609,7 | 9,16 | 9,15 | 233,8 | — | — | — | 6,87 | 6,36 | 179,0 | 20,38 | 20,35 | 544,2 |
| Гранодиорит, Комсомольское месторождение | 10 | 64,33 | 64,53 | 1743,9 | 16,72 | 16,77 | 454,5 | 0,62 | 0,62 | 16,3 | 2,62 | 2,63 | 71,3 | 4,85 | 4,86 | 131,7 |
| Измененный гранодиорит, Комсомольское месторождение | 11 | 64,24 | 63,84 | 1717,4 | 17,12 | 17,01 | 457,6 | 0,40 | 0,40 | 10,3 | 3,36 | 3,34 | 89,8 | 4,72 | 4,69 | 126,2 |
| То же | 12 | 64,09 | 64,27 | 1722,2 | 16,61 | 16,65 | 446,2 | 0,51 | 0,51 | 13,7 | 1,66 | 1,66 | 44,5 | 4,72 | 4,73 | 126,8 |
| » » | 13 | 63,9 | 64,07 | 1697,9 | 17,15 | 17,19 | 455,6 | 0,53 | 0,53 | 15,4 | 1,22 | 1,22 | 32,3 | 4,79 | 4,80 | 127,2 |
| » » | 14 | 66,16 | 66,39 | 1759,4 | 17,97 | 13,04 | 473,1 | 0,69 | 0,69 | 18,3 | 0,99 | 0,99 | 26,2 | 2,66 | 2,67 | 70,7 |
| Известняк, Комсомольское месторождение | 15 | 0,32 | 0,32 | 9,0 | 0,50 | 0,50 | 14,1 | — | — | — | 0,23 | 0,23 | 7,9 | 53,05 | 53,00 | 1494,6 |
| Измененный известняк, Комсомольское месторождение | 16 | 0,30 | 0,30 | 8,3 | 0,29 | 0,29 | 8,0 | 0,13 | 0,13 | 3,6 | 0,43 | 0,43 | 11,9 | 52,19 | 52,13 | 1433,7 |
| То же | 17 | 1,50 | 1,50 | 40,9 | 0,64 | 0,64 | 17,5 | 0,13 | 0,13 | 3,5 | 0,43 | 0,43 | 11,7 | 51,10 | 51,27 | 1399,9 |

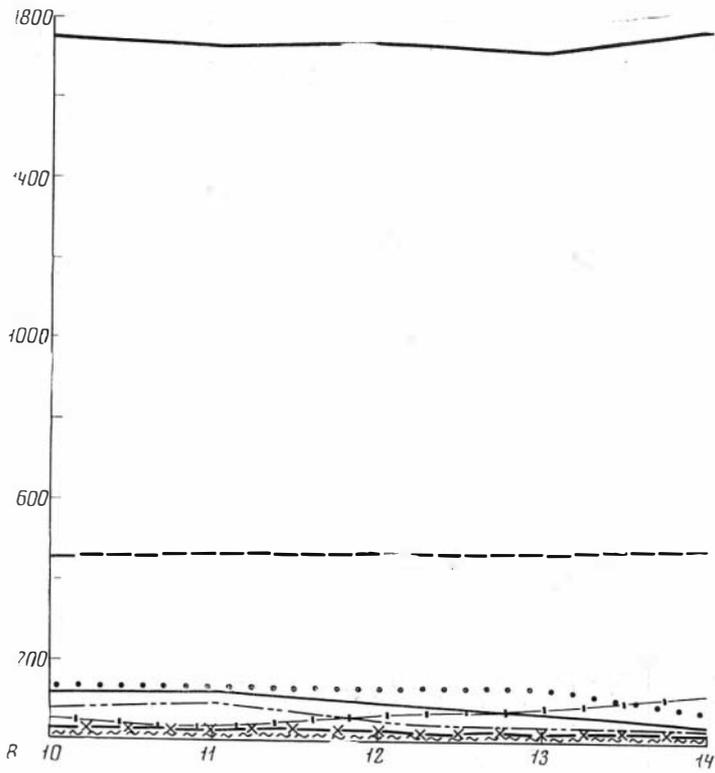
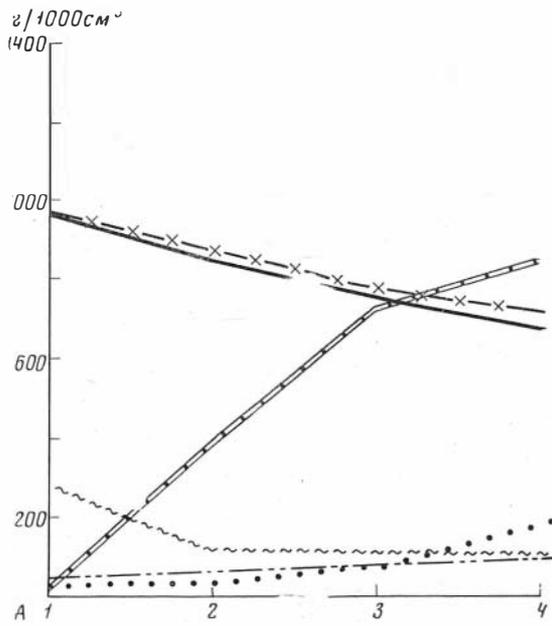
Т А Б Л И Ц А 2 (продолжение)

| Порода, месторождение | № обр. | MgO | | | MnO | | | TiO ₂ | | | K ₂ O | | | Na ₂ O | | |
|--|--------|-------|-------|-------|------|------|------|------------------|------|------|------------------|------|-------|-------------------|------|-------|
| | | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 |
| Серпентинит, Семеновское месторождение | 1 | 36,62 | 36,75 | 966,5 | 0,11 | 0,11 | 2,9 | 0,43 | 0,43 | 12,6 | 0,14 | 0,14 | 3,7 | — | — | — |
| Тальково-карбонатная порода, Семеновское месторождение | 2 | 32,43 | 32,29 | 871,3 | — | — | — | 0,25 | 0,25 | 6,8 | 0,25 | 0,25 | 6,8 | — | — | — |
| То же | 3 | 23,41 | 23,57 | 774,3 | — | — | — | 0,33 | 0,33 | 10,3 | 0,22 | 0,22 | 6,0 | — | — | — |
| Листвениноподобная порода, Семеновское месторождение | 4 | 25,38 | 25,97 | 706,4 | — | — | — | 0,35 | 0,35 | 9,5 | 0,15 | 0,15 | 4,1 | — | — | — |
| Плагноклазовый порфирит, Бериккульское месторождение | 5 | 8,31 | 8,34 | 230,2 | 0,15 | 0,15 | 4,1 | 1,10 | 1,10 | 30,4 | 1,01 | 1,01 | 27,9 | 1,75 | 1,76 | 43,6 |
| Измененный порфирит, Бериккульское месторождение | 6 | 6,10 | 6,10 | 162,9 | 0,05 | 0,05 | 1,3 | 1,04 | 1,04 | 27,8 | 2,20 | 2,20 | 58,7 | 0,27 | 0,27 | 7,2 |
| То же | 7 | 7,54 | 7,58 | 200,9 | 0,14 | 0,14 | 3,7 | 1,15 | 1,15 | 30,7 | 2,95 | 2,96 | 78,4 | 0,16 | 0,16 | 4,2 |
| » » | 8 | 4,23 | 4,29 | 114,1 | 0,41 | 0,41 | 10,9 | 0,64 | 0,64 | 17,0 | 2,52 | 2,52 | 67,0 | 0,16 | 0,16 | 4,3 |
| » » | 9 | 7,55 | 7,54 | 196,3 | 0,43 | 0,43 | 11,2 | 0,67 | 0,67 | 17,5 | 2,57 | 2,57 | 67,1 | 0,27 | 0,27 | 7,0 |
| Гранодиорит, Комсомольское месторождение | 10 | 1,19 | 1,19 | 32,2 | 0,05 | 0,05 | 1,4 | 0,47 | 0,47 | 12,7 | 1,86 | 1,86 | 50,4 | 4,18 | 4,19 | 113,5 |
| Измененный гранодиорит, Комсомольское месторождение | 11 | 1,20 | 1,19 | 32,0 | 0,05 | 0,05 | 1,3 | 0,47 | 0,47 | 12,6 | 1,26 | 1,25 | 33,6 | 4,73 | 4,70 | 126,4 |
| То же | 12 | 0,62 | 0,62 | 16,6 | 0,07 | 0,07 | 1,9 | 0,45 | 0,45 | 12,1 | 2,41 | 2,42 | 64,9 | 3,44 | 3,45 | 92,5 |
| » » | 13 | 0,53 | 0,53 | 14,0 | 0,03 | 0,03 | 2,1 | 0,44 | 0,44 | 11,7 | 2,95 | 2,96 | 78,4 | 2,59 | 2,60 | 63,9 |
| » » | 14 | 0,93 | 0,96 | 25,4 | 0,04 | 0,04 | 1,1 | 0,39 | 0,39 | 10,3 | 4,23 | 4,29 | 113,7 | 1,37 | 1,37 | 36,3 |
| Известняк, Комсомольское месторождение | 15 | 1,72 | 1,72 | 43,5 | 0,01 | 0,01 | 0,3 | 0,03 | 0,03 | 0,3 | 0,11 | 0,11 | 3,1 | 0,34 | 0,34 | 9,6 |
| Измененный известняк, Комсомольское месторождение | 16 | 2,39 | 2,39 | 66,0 | — | — | — | 0,03 | 0,03 | 0,3 | 0,11 | 0,11 | 3,0 | 0,26 | 0,26 | 7,2 |
| То же | 17 | 2,35 | 2,36 | 64,4 | 0,02 | 0,02 | 0,5 | 0,03 | 0,03 | 0,3 | 0,13 | 0,13 | 3,5 | 0,34 | 0,34 | 9,3 |

Т А Б Л И Ц А 2 (окончание)

| Порода, месторождение | № обр. | P ₂ O ₅ | | | H ₂ O | | | П.п.п. | | | Сумма | | | SO ₂ | | CO ₂ | | Объемный вес, г/см ³ |
|--|--------|-------------------------------|------|-----|------------------|------|------|--------|-------|--------|--------|-------|------|-----------------|-------|-----------------|--------|---------------------------------|
| | | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 3 | 1 | 3 | |
| Серпентинит, Семеновское месторождение | 1 | — | — | — | — | — | — | 11,46 | 11,49 | 302,2 | 99,70 | 100,0 | 2630 | — | — | 0,11 | 2,9 | 2,63 |
| Тальково-карбонатная порода, Семеновское месторождение | 2 | — | — | — | — | — | — | 27,53 | 27,41 | 740,0 | 100,44 | 100,0 | 2700 | — | — | 14,16 | 382,3 | 2,70 |
| То же | 3 | — | — | — | — | — | — | 32,17 | 32,36 | 577,0 | 99,42 | 100,0 | 2710 | — | — | 26,49 | 717,9 | 2,71 |
| Лиственитоподобная порода, Семеновское месторождение | 4 | — | — | — | — | — | — | 3,25 | 33,83 | 920,2 | 99,76 | 100,0 | 2720 | — | — | 30,57 | 831,5 | 2,72 |
| Плагноклазовый порфирит, Бериккульское месторождение | 5 | 0,27 | 0,27 | 7,4 | 0,13 | 0,18 | 5,0 | 3,03 | 3,04 | 83,9 | 99,61 | 100,0 | 2760 | 0,43 | 13,2 | 0,72 | 19,9 | 2,76 |
| Измененный порфирит, Бериккульское месторождение | 6 | 0,26 | 0,26 | 6,9 | 0,40 | 0,40 | 10,7 | 10,97 | 10,97 | 292,9 | 99,99 | 100,0 | 2670 | 0,35 | 9,3 | 6,34 | 169,3 | 2,67 |
| То же | 7 | 0,29 | 0,29 | 7,7 | 0,35 | 0,35 | 9,3 | 13,01 | 13,07 | 346,4 | 99,50 | 100,0 | 2650 | 0,65 | 17,2 | 7,63 | 202,2 | 2,65 |
| » » | 8 | 0,17 | 0,17 | 4,5 | 0,17 | 0,17 | 4,5 | 16,29 | 16,32 | 434,1 | 99,84 | 100,0 | 2660 | 4,60 | 122,4 | 15,74 | 413,7 | 2,66 |
| » » | 9 | 0,19 | 0,19 | 4,9 | 0,13 | 0,13 | 3,4 | 23,02 | 27,93 | 730,4 | 100,14 | 100,0 | 2610 | 0,51 | 13,3 | 26,72 | 697,4 | 2,61 |
| Гранодиорит, Комсомольское месторождение | 10 | 0,19 | 0,19 | 5,1 | 0,12 | 0,12 | 3,2 | 2,51 | 2,52 | 68,3 | 99,71 | 100,0 | 2710 | 0,12 | 4,1 | 1,16 | 31,4 | 2,71 |
| Измененный, гранодиорит Комсомольское месторождение | 11 | 0,19 | 0,19 | 5,1 | 0,23 | 0,23 | 6,2 | 2,66 | 2,64 | 71,0 | 100,63 | 100,0 | 2690 | 0,16 | 4,3 | 0,16 | 4,3 | 2,69 |
| То же | 12 | 0,19 | 0,19 | 5,1 | 0,20 | 0,20 | 5,4 | 4,77 | 4,78 | 123,1 | 99,74 | 100,0 | 2630 | 0,11 | 2,9 | 0,11 | 2,9 | 2,63 |
| » » | 13 | 0,19 | 0,19 | 5,0 | 0,32 | 0,32 | 8,5 | 5,01 | 5,02 | 133,0 | 99,74 | 100,0 | 2650 | 0,33 | 8,7 | 0,33 | 8,7 | 2,65 |
| » » | 14 | 0,22 | 0,22 | 0,5 | 0,17 | 0,17 | 4,5 | 3,77 | 3,78 | 100,2 | 99,67 | 100,0 | 2650 | 0,69 | 18,3 | 0,69 | 13,3 | 2,65 |
| Известняк, Комсомольское месторождение | 15 | 0,01 | 0,01 | 0,3 | 0,05 | 0,05 | 1,4 | 43,63 | 43,63 | 1230,4 | 100,09 | 100,0 | 2320 | — | — | 39,35 | 1109,7 | 2,82 |
| Измененный известняк, Комсомольское месторождение | 16 | 0,03 | 0,03 | 0,8 | 0,06 | 0,06 | 1,7 | 43,88 | 43,84 | 1210,0 | 100,10 | 100,0 | 2760 | 0,03 | 0,8 | 39,02 | 1076,8 | 2,76 |
| То же | 17 | 0,03 | 0,03 | 0,8 | 0,17 | 0,17 | 4,6 | 42,82 | 42,95 | 1172,6 | 99,69 | 100,0 | 2730 | 0,02 | 0,5 | 33,64 | 1054,9 | 2,73 |

* Данные химических анализов выражены: 1 — в процентах; 2 — в процентах, приведенных к 100; 3 — в г/100 см³, пересчет по методу Н. И. Наконника (1953). Химические анализы выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик И. К. Кузнецова.



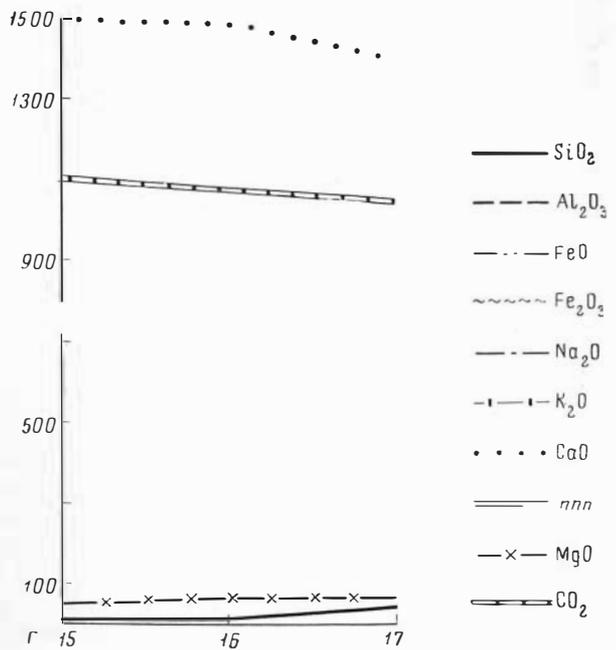
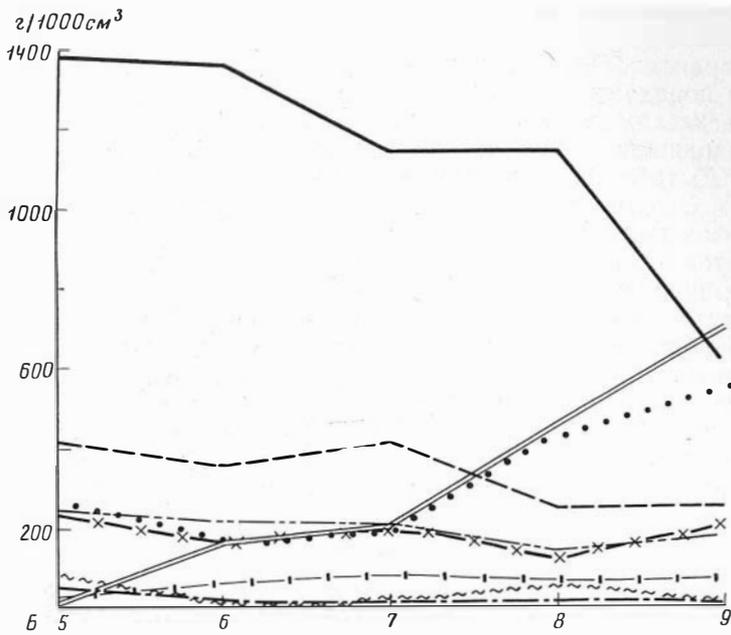


Рис. 2. Диаграммы химических составов неизменных и в различной степени преобразованных пород

Цифры на оси абсцисс — номера образцов в табл. 2

удаления от рудоносных жил, переходят в мощную неясного происхождения зону слабо измененных пород, метасоматические преобразования в которых ограничиваются более или менее интенсивной серицитизацией плагиоклазов и хлоритизацией темноцветных минералов. Зона слабо измененных гранодиоритов в свою очередь сменяется, как правило, неизмененными породами.

Термические, рентгеноструктурные и оптические исследования карбонатов, входящих в состав измененных гранодиоритов, показали (рис. 1, Д, Е; табл. 1), что они представлены кальцитом ($N_g - 1,690$; $N_p - 1,488$), содержащим иногда примесь доломита. Сравнение химических анализов неизмененных и в различной степени преобразованных гранодиоритов позволяет предположить вынос из этих пород в процессе их преобразований Na_2O , MgO , CaO и привнос K_2O и CO_2 . Этот вывод подтверждается результатами минералого-петрографических исследований. Таким образом, измененные гранодиориты отличаются от измененных серпентинитов и пород основного состава как количественными соотношениями главных породообразующих минералов (40—50% мусковита, 40% кварца, 3—5% пирита, 2—5% карбоната), так и составом последнего минерала, соответствующего кальциту.

Гидротермальные изменения в известняках можно наблюдать в ряде горных выработок Комсомольского месторождения. Неизмененные известняки в пределах этого месторождения характеризуются простым составом. Карбонат в них представлен почти исключительно кальцитом, образующим изометричные зерна размером 0,1—0,5 мм и занимает до 95—98% площади шлифов. Из числа второстепенных минералов, содержащихся в известняках в количестве 1—2%, могут быть упомянуты мусковит, кварц, пирит. Гидротермально-измененные известняки, довольно резко отличающиеся от неизмененных благодаря полнокристаллическому сложению и сахарно-белой окраске, состоят тем не менее также из кальцита, образующего в этом случае более крупные зерна размером от 1 до 3—4 мм. В качестве второстепенных минералов в измененных известняках устанавливается кварц, количество которого по сравнению с неизмененными породами возрастает нередко до 5—6%, мусковит и пирит, образующий не только вкрапленность, но и мономинеральные прожилкообразные обособления.

Показательно также появление на термограммах измененного известняка (рис. 1) небольшого эндотермического эффекта (800°C), свидетельствующего о присутствии в проанализированных пробах доломита, в то время как на кривой нагревания неизмененного известняка этот эффект отсутствует (рис. 1, Ж). Химическими анализами (табл. 2) также установлено небольшое увеличение в измененных известняках содержания MgO и SiO_2 , сопровождаемое более или менее эквивалентным уменьшением содержания CaO . Рентгеноструктурный анализ измененных известняков (табл. 1, Г) не подтвердил, однако, данные термического и химического анализов, что обусловлено, по-видимому, недостаточной чувствительностью этого метода исследования. Изложенные материалы свидетельствуют о том, что, в отличие от алюмосиликатных и силикатных пород, известняки в процессе гидротермальных преобразований описываемого типа испытывают лишь перекристаллизацию, сопровождаемую весьма слабо проявленной доломитизацией и окварцеванием.

Процессы гидротермальных изменений в калишпатовых породах пегматоидного облика изучались на Ударном месторождении. В пределах этого месторождения, залегающего в габбро-диоритах, сиенитах и амфиболитах, нередко отмечаются случаи пересечения рудными жилами пегматоидных калишпатовых образований, которые, как и все прочие породы, в зонах контактов с жилами подвергались процессам гидротер-

мальных преобразований. Неизменные пегматоидные породы представляют собой массивные полнокристаллические образования, цвет которых изменяется от розового до мясо-красного. Они сложены крупными (до 3—4 см) четко оформленными кристаллами калиевого полевого шпата, составляющего до 80—95% породы, и также хорошо ограненными, но более мелкими кристаллами кварца. Кроме этих двух минералов, в небольшом количестве (0,5—1,0%) присутствует мусковит.

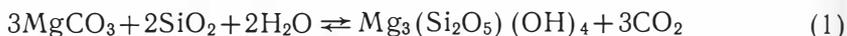
Измененные процессами гидротермальных преобразований пегматоидные породы отличаются от неизменных заметно меньшей плотностью и окраской, приобретающей зеленовато-серые оттенки. В шлифах, однако, отчетливо видно, что описываемые породы в процессе гидротермальных изменений подвергались весьма незначительным преобразованиям, заключавшимся лишь в пелитизации и помутнении калиевых полевых шпатов и перекристаллизации кварца. При этом в измененной породе не отмечается появления каких-либо новых минералов, за исключением пирита, который на отдельных участках образует мономинеральные обособления. Количественные соотношения полевых шпатов и кварца в измененной породе также соответствуют неизменным разностям.

Суммируя изложенный материал, можно отметить, что в результате гидротермальных преобразований данного типа серпентиниты превращаются в конечном счете в кварцево-магнезитовые породы. Они не отличаются по минералогическому составу от типичных лиственитов. Породы основного состава преобразуются в кварцево-доломитово-мусковитовые метасоматиты, а гранодиориты оказываются замещенными кварцем, мусковитом и кальцитом. В отличие от упомянутых пород, известняки и калишпатовые образования испытывают незначительные изменения. В известняках они выражаются в перекристаллизации и слабой доломитизации, окварцевании и пиритизации, а в калишпатовых породах всего лишь в пиритизации и в помутнении полевых шпатов.

Все это в свою очередь позволяет заключить, что состав описанных типов измененных пород определяется, с одной стороны, характером гидротермальных растворов, которые в данном случае, судя по присутствию мусковита и карбоната в большинстве описанных образований, содержали значительные количества калия и углекислоты, а с другой, — составом исходных пород. При этом, естественно, количественные соотношения мусковита и карбоната, а также состав последнего минерала находятся в непосредственной зависимости от количественных соотношений и состава полевых шпатов и темноцветных минералов в исходных породах. Вполне естественно также, что в процессе описанных преобразований минимальным изменениям подвергались известняки и калишпатовые пегматоидные породы, т. е. породы, состоящие из минералов, «насыщенных» калием и углекислотой, и поэтому наименее восприимчивые к воздействию гидротермальных растворов, содержащих те же компоненты. Таким образом, в результате взаимодействия различных пород с близкими по составу и, по-видимому, по другим физико-химическим параметрам гидротермальными растворами, образуется серия гидротермально-измененных пород, довольно четко различающихся друг от друга по минералогическому составу, но характеризующихся сходными условиями образования. В связи с этим представляется уместным поставить вопрос об объединении всех этих пород в единую группу, которая, если исходить из состава гидротермальных растворов, обусловивших их образование, может быть названа группой калиево-углекислого метасоматоза.

Переходя к вопросу об условиях образования описанных пород, и, в частности, о температурах их образования, необходимо отметить, что из числа рассмотренных минеральных ассоциаций наиболее низкотемпературной, а следовательно, и наиболее благоприятной для суждения

о температурных условиях процесса калиево-углекислого метасоматоза в целом, является кварцево-магнезитовая ассоциация. Верхний температурный предел устойчивости кварцево-магнезитовой ассоциации был установлен в свое время. У. Уиксом (Weeks, 1956а, б) путем термодинамического расчета реакций замещений этой ассоциации безводными магнезиальными силикатами. Появившиеся, однако, в последнее время в литературе термохимические константы ряда гидроокислов магния, в частности талька и серпентина, позволяют рассчитать в дополнение к известным ранее некоторые предполагаемые реакции перехода магнезита и кварца в тальк и серпентин:



Не останавливаясь на методике расчета реакций подобного вида, детально изложенной в целом ряде специальных работ (Введенский, 1960; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961), отметим только, что вычисления выполнены в первом приближении, без учета изменения теплоемкости реагирующих фаз, изменения объема твердых фаз и отклонений CO_2 от идеального газа. При этом исходя из опубликованных в последнее время данных, касающихся агрегатного состояния воды в процессах метаморфизма и метасоматоза (Жариков, Омеляненко, 1965), принято, что в рассматриваемом случае вода находилась в жидком состоянии. Для случая, когда в состав газовой фазы, помимо углекислоты, входят также и другие газы, общее давление смеси определялось путем деления предварительно найденной величины равновесного давления CO_2 на мольную долю этого компонента в смеси, объем которой принимался равным единице. Необходимые для расчета термохимические константы гидросиликатов и кварца заимствованы из статьи В. С. Урусова (1965), а остальных соединений — из работы В. А. Николаева и В. В. Доливо-Добровольского (1961).

Сопоставляя результаты расчетов, выполненных в соответствии с приведенными значениями (рис. 3, 4), с данными У. Уикса (Weeks, 1956а, б) нетрудно заметить, что из числа рассматриваемых реакций наиболее низкотемпературной является реакция замещения кварцево-магнезитовой ассоциации серпентином. Для протекания этой реакции слева направо достаточно сравнительно низкая температура, которая при парциальном давлении углекислоты, приближающемся к «0», составляет всего 145°C . В случае увеличения концентрации углекислоты в составе газовой фазы и возрастания общего давления температура устойчивости кварцево-магнезитовой ассоциации может весьма значительно повыситься и, например, при общем давлении 500 атм и содержании CO_2 в газовой фазе, равном 0,01 общего ее объема, составит 175°C ; при содержании 0,1— 265°C ; 0,5— 325°C , 1,0— 370°C . Температура протекания остальных реакций слева направо при тех же условиях заметно превышает приведенные.

При интерпретации изложенных данных необходимо, однако, иметь в виду, что гомогенный состав газовой фазы, состоящей исключительно из углекислоты, представляется маловероятным, о чем свидетельствуют, например, анализы газовых фаз из газово-жидких включений, различных гидротермальных минералов, а также данные о составе газов из современных гидротерм в областях активного вулканизма. О сравнительно небольших парциальных давлениях углекислоты при образовании карбонатов свидетельствуют, кроме того, широко известные в гидрохимии расчеты, согласно которым эти минералы, в том числе магнезит, образуются из щелочных, нейтральных или в крайнем случае слабокислых растворов, т. е. растворов, содержащих сравнительно небольшие количества

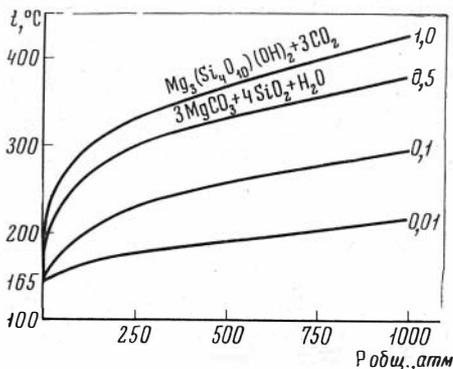


Рис. 3. Равновесные кривые замещения магнезита и кварца тальком при различных содержаниях углекислоты в газовой фазе

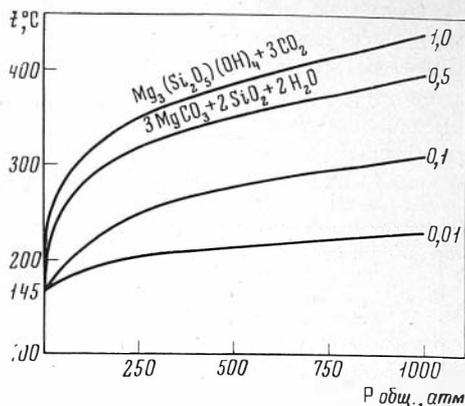


Рис. 4. Равновесные кривые замещения магнезита и кварца серпентином при различных содержаниях углекислоты в газовой фазе

свободной углекислоты. К сказанному можно добавить, что лиственито-подобные гидротермальные породы вообще являются, по мнению ряда исследователей (Бородаевский, 1960), образованиями средних и малых глубин, в пределах которых давление в растворе вряд ли достигало больших величин. Все это в общей сложности свидетельствует о сравнительно небольших общих давлениях в гидротермальных растворах, обусловивших образование лиственито-подобных пород, и об умеренном содержании углекислоты в составе газовой фазы таких растворов, что в свою очередь указывает на низкотемпературный характер процесса образования рассматриваемых пород.

С целью проверки данных, полученных расчетным путем, была поставлена серия экспериментов по синтезу серпентина из магнезита в ассоциации с кремнеземом. Эксперименты проводились в горизонтальном проточном экзоклаве конструкции Ф. И. Сыромятникова, позволяющем работать в области довольно высоких температур и давлений. В качестве исходного материала использовалась смесь окиси магния и двуокиси кремнезема в весовых соотношениях 1:1. Размер навески составлял 50 мг. В экспериментах использовался 0,5М раствор бикарбоната калия, рН которого составлял 8,75. Состав газовой фазы соответствовал составу атмосферы. Продолжительность эксперимента равнялась 24 часам. Диагностика полученных продуктов осуществлялась рентгенографически. В результате проведенных экспериментов удалось выяснить (рис. 5), что в растворе бикарбоната калия при содержании углекислоты в составе газовой фазы, равном 0,03%, т. е. в количестве, соответствующем концентрации этого компонента в атмосфере, магнезит и кремнезем переходят в серпентин при температуре 200—225° С, причем протекание этой реакции в связи с небольшим содержанием CO_2 очень мало зависит от общего давления.

Переходя к обсуждению экспериментальных и расчетных данных, необходимо прежде всего подчеркнуть, что поскольку технические возможности использованной аппаратуры не позволили измерить в процессе опыта реальные концентрации углекислоты в составе газовой фазы, прямое сопоставление полученных обоими путями результатов не может, строго говоря, считаться правомерным. Нельзя, однако, не отметить, что минимальные температуры замещения кремнисто-магнезитовой ассоциации серпентином, полученные расчетным и экспериментальным путем, различаются между собой всего на 55° С. Не вызывает сомнения и то об-

стоятельство, что расчетная кривая для случая, когда содержание углекислоты составляет 0,0003 объема газовой фазы, будет направлена при принятом масштабе изображения почти параллельно оси давлений, т. е. по своей конфигурации приблизится к экспериментальной кривой. Отмеченные особенности свидетельствуют о том, что содержание углекислоты в процессе эксперимента изменялось весьма незначительно и, по-видимому, мало отличалось от атмосферного.

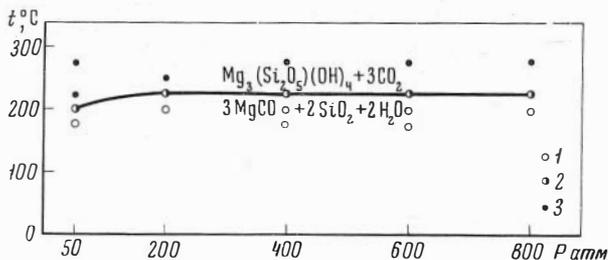


Рис. 5. Результаты экспериментального изучения устойчивости кварцево-магнезитовой ассоциации

1 — магнезит+кварц; 2 — магнезит+кварц+серпентин; 3 — серпентин

В целом же результаты проведенных расчетов и экспериментальные данные, несмотря на указанные расхождения, позволяют достаточно уверенно, на наш взгляд, сделать вывод о том, что в качестве верхнего температурного предела устойчивости кварцево-магнезитовых пород может быть принята минимальная температура замещения этой ассоциации серпентином, которая при небольших концентрациях углекислоты в составе газовой фазы гидротермальных растворов и умеренных общих давлениях вряд ли превышала 250—300° С.

Суммируя изложенный материал, можно прийти к следующим выводам.

1. Минералогический состав рассмотренных типов лиственитоподобных пород определяется, с одной стороны, физико-химическими особенностями гидротермальных растворов, действующих на вмещающие породы, а с другой стороны, — составом этих пород. В случае воздействия сравнительно низкотемпературных калиево-углекислых растворов на серпентиниты образуются в конечном счете кварцево-магнезитовые породы, близкие по минералогическому составу к типичным лиственитам. При воздействии тех же или близких по составу и другим параметрам растворов на породы основного состава возникают кварцево-мусковитовые образования. Гранодиориты превращаются в подобных условиях в кварцево-мусковитовые с небольшим содержанием кальцита метасоматиты. Гидротермальные изменения известняков и пегматоидных пород, состоящих из калиевого полевого шпата, сводятся к их перекристаллизации, сопровождаемой слабой доломитизацией и окварцеванием в первом случае и пиритизацией — во втором. Поскольку все эти породы являются продуктами взаимодействия близких по своим физико-химическим параметрам калиево-углекислых растворов с различными по составу образованиями, представляется целесообразным поставить вопрос об объединении их в единую в генетическом отношении группу, которая, если исходить из состава растворов, может быть названа группой калиево-углекислого метасоматоза.

2. Термодинамические расчеты некоторых предполагаемых реакций преобразования кварцево-магнезитовой минеральной ассоциации и экспериментальные данные по замещению этой ассоциации серпентином указывают на то, что в условиях сравнительно небольших общих давлений и при умеренных содержаниях углекислоты в гидротермальных растворах температура образования кварцево-магнезитовых, а следовательно, и всех прочих описанных типов гидротермально-измененных пород вряд ли превышала 250—300° С.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Бетехтин А. Г.* О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород.— В сб. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1953.
- Бок И. И.* Листвениты, их особенности, разновидности и условия образования.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1956, вып. 2—3.
- Бородаевская М. Б.* О происхождении березитов и некоторых других метасоматических пород Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале.— Записки Мин. об-ва, 1944, ч. 73, вып. 2—3.
- Бородаевский Н. И.* Лиственитизация как генетический комплекс гидротермальных изменений.— Труды МГК, XXI сессия, Госгеолгиздат, 1960.
- Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б.* Березовское рудное поле. Металлургиздат, 1947.
- Бородаевский Н. И., Панова В. В.* Золотоносные листвениты Маралихинского месторождения в Южном Алтае.— Труды ЦНИГРИ, 1958, вып. 25.
- Булытников А. Я.* Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы.— Труды Томск. ун-та, 1948, 102.
- Введенский А. А.* Термодинамические расчеты нефтехимических процессов. Госхимиздат, 1960.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И.* Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В сб. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». Изд-во «Наука», 1965.
- Кашкай М. А.* Лиственитизация базитов и гипербазитов и классификация лиственитов.— Труды МГК, XXII сессия. Изд-во АН СССР, 1964.
- Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. М.* Листвениты, их классификация и генезис. Баку, 1965.
- Кузнецов В. А., Щербань И. П., Тычинский А. А.* Гетерогенность кварцево-карбонатных пород лиственитового облика и связь с ними ртутного оруденения.— Геол. и геофиз., 1962, № 10.
- Михайлов Н. П., Москалева Д. И.* О процессах лиственитизации серпентинитов Казахстана.— Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1956, вып. 19.
- Монич В. К.* К петрологии района Беркульского рудника в Кузнецком Алатау.— Труды Томск. ун-та, 1937, 93.
- Наковник Н. И.* Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме.— Записки Всес. мин. об-ва, 1958, ч. 87, вып. 4.
- Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В.* Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолгиздат, 1961.
- Ракчеев А. Д.* Листвениты из района Карабашских и Кузнецких месторождений.— Сов. геология, 1958, № 5.
- Розанова И. А.* Околожилные изменения пород Центрального месторождения.— Труды ЦНИГРИ, 1965, вып. 63.
- Урусов В. С.* К вопросу об использовании понятия энергии кристаллической решетки.— Геохимия, 1965, № 5.
- Weeks W. F.* A thermochemical study of equilibrium relations during metamorphism of siliceous carbonate rocks.— J. Geol., 1956a, 64, N 3.
- Weeks W. F.* Heats of formation of metamorphic minerals in the system $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2$ and their petrological significance.— J. Geol., 1956b, 64, N 5.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| Предисловие | 5 |
| Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематики <i>В. А. Кузнецов, Э. Г. Дистанов, А. А. Оболенский</i> | 7 |
| Ртутные формации и провинции СССР <i>В. А. Кузнецов</i> | 23 |
| Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии <i>А. А. Оболенский, Р. В. Оболенская</i> | 53 |
| Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири <i>Э. Г. Дистанов</i> | 65 |
| О формационном типе и генезисе свинцово-цинкового колчеданного месторождения Озерного <i>Р. С. Тарасова, М. В. Близнюк, И. Н. Бабкин</i> | 79 |
| Формационный анализ гидротермально-изменённых пород (на примере некоторых месторождений, связанных с субвулканическими гранитами) <i>А. П. Березина, В. И. Сотников</i> | 98 |
| О взаимоотношении медно-молибденовой и полиметаллических рудных формаций Восточного Забайкалья <i>А. А. Тычинский, В. И. Сотников, Л. Д. Шипилов</i> | 111 |
| Вопросы геохимического изучения месторождений золото-галенит-сфалеритового формационного типа (на примере Ново-Широкинского месторождения Восточного Забайкалья) <i>А. А. Тычинский, И. Г. Перовский, Л. Д. Шипилов</i> | 120 |
| О целесообразности формального подхода к многостадийным жильным месторождениям при их формационном анализе <i>О. П. Иванъв</i> | 135 |
| О трехстадийном образовании оловоносных жил месторождения Кандычан (Северо-Восток СССР) <i>Л. В. Фирсов</i> | 153 |
| Вопросы петрологии и минералогии сложных даек Шахтаминского месторождения медно-молибденовой рудной формации <i>В. А. Скуридин, В. И. Сотников, Е. И. Никитина</i> | 168 |
| Минералого-геохимические и генетические особенности медно-молибденовых скарновых месторождений Хакассии <i>В. А. Вахрушев, В. И. Сотников</i> | 184 |
| Интрузивные комплексы полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира <i>Э. Г. Дистанов, Б. Н. Лапин</i> | 203 |
| Новые данные о минералогии и генезисе некоторых типов листовни-топодобных пород <i>И. П. Щербань</i> | 220 |

УДК 553.061

Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематики. Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. «Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири». Изд-во «Наука», 1972 г.

Учение о рудных формациях в последние годы утвердилось как самостоятельное направление в науке о рудообразовании и металлогении. Важным этапом исследований является выделение рудных формаций для месторождений различных металлов и различных генетических типов. Однако объем некоторых основных понятий и прежде всего понятия «рудная формация» четко не определен и понимается по-разному. Некоторыми исследователями под рудными формациями понимаются более широкие генетические группы месторождений, составляющие рудные комплексы, другими — объем понятия рудной формации отождествляется с понятием минерального типа и выделяется множество рудных формаций. Предлагается следующее соподчинение основных понятий: генетическая группа → рудная формация → субформация → минеральный тип.

Многие дискуссионные вопросы при формационном анализе рудных месторождений возникают при нечетком разграничении предмета и методов исследования. Основой выделения рудных формаций является парагенетический принцип анализа, позволяющий учитывать не только минеральные парагенезисы, но и весь комплекс закономерно проявляющихся в ассоциации с орудуемым пород, околорудных изменений, элементов тектоники, магматизма и других особенностей геологической обстановки. Подчеркивается большое значение для целей металлогенетического анализа, а также для систематики рудных месторождений объединения рудных формаций в рудные комплексы (генетические ряды рудных формаций) и серии рудных формаций. Предварительно выделяются генетические серии и ряды рудных формаций, связанные с различными типами магм и магматическими формациями.

Библ. 54 назв.

УДК 553.499

Ртутные формации и провинции СССР. Кузнецов В. А. «Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири». Изд-во «Наука», 1972 г.

В работе обоснована схема классификации ртутных месторождений на формационной основе. Выделяются две формации ртутных месторождений: а) ртутная, с субформациями ртутной, сурьмяно-ртутной и мышьяково-ртутной и б) опалитовая ртутная, характерная для областей синхронного орудуемому вулканизма.

Развиваются представления о региональных закономерностях размещения ртутного орудуемому. Показано преимущественное размещение ртутных месторождений мира в пределах планетарных по масштабу рудных поясов: Средиземноморского и Тихоокеанского, а также в пределах выделяемого автором трансконтинентального Тянь-Шань — Южно-Сибирского ртутного пояса, соответствующего поясу мезо-кайнозойской активизации палеозойских и допалеозойских складчатых сооружений.

В пределах этих рудных поясов выделяется ряд ртутных провинций. Главные типы ртутных провинций: а) области альпийского и мезозойского вулканизма и связанного с ним орудуемому, представленного существованием опалитовой ртутной формацией; б) альпийские и мезозойские складчатые области; в) палеозойские и допалеозойские складчатые области, испытавшие мезо-кайнозойскую активизацию и г) активизированные древние платформы.

Рис. 2, библ. 89 назв.

УДК 553.499+553.411.9(571.6)

Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии. Оболенский А. А., Оболенская Я. Р. «Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири». Изд-во «Наука», 1972 г.

Рассмотрены закономерности пространственного размещения золото-сурьмяного и ртутного орудуемому в тектонических структурах Якутии. На основании сопоставления минерального состава, околорудных изменений и геохимических особенностей минерализации обосновано выделение золото-сурьмяной и ртутной рудных формаций. Показано, что обе эти рудные формации парагенетически связаны с самостоятельным магматическим дайковым комплексом базальтоидов, имеющим глубинное подкоровое происхождение и проявившимся на границе верхнего мела и палеогена. Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации образуют единый генетический ряд формаций, сформированных в различные последовательно проявленные этапы гидротермального процесса.

Табл. 1. Рис. 2. Библ. 21 назв.

УДК 553.2 : 553.43/44

Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири. Дистанов Э. Г. «Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири». Изд-во «Наука», 1972 г.

Среди колчеданно-полиметаллических месторождений складчатого обрамления юга Сибирской платформы (Алтае-Саянской области и Западного Забайкалья) выделяются две рудные формации: формация вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений с субформациями гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных рудных залежей и формация плутогенных колчеданно-полиметаллических месторождений, представленных посткладчатыми гидротермально-метасоматическими рудными залежами в зонах разломов глубокого заложения. Обосновывается связь выделенных рудных формаций с процессами базальтоидного магматизма на ранних стадиях развития эвгеосинклинальных зон и поздних, орогенных, стадиях развития складчатых областей в форме комплексов самостоятельных малых интрузий в зонах глубинных разломов. Приводится характеристика выделенных формационных типов на примерах месторождений Салаира, Тувы, Западного Забайкалья и других рудных районов юга Сибири.

Библ. 38 назв.

«О формационном типе и генезисе свинцово-цинкового колчеданного месторождения» Озерного Тарасова Р. С., Близняку М. В., Бабкин И. Н. «Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири». Изд-во «Наука», 1972 г.

В работе впервые в достаточно полном виде приводится описание геологии Озерного колчеданного свинцово-цинкового месторождения в Западном Забайкалье. Месторождение приурочено к одному из останцов вулканогенно-осадочных пород нижнего кембрия в кровле нижнесреднепалеозойской гранитной интрузии.

Анализ геологической позиции месторождения, магматизма, структуры, палеогеографической обстановки, морфологии рудных залежей и их положения в разрезе вулканогенно-осадочных толщ, вещественного состава и текстурных особенностей руд, полученные в результате разведки месторождения, позволяют авторам высказать предположение о вулканогенно-осадочном генезисе его с наложенной гидротермально-метасоматической сидеритовой и барит-полиметаллической минерализацией. Возраст рудоотложения по геологическим данным и изотопному составу свинцов датируется как нижнекембрийский.

Рис. 4. Библ. 7 назв.

Формационный анализ гидротермально-измененных пород (на примере некоторых месторождений, связанных с субвулканогенными гранитоидами). Берзина А. П., Сотников В. И. «Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири». Изд-во «Наука», 1972 г.

Гидротермально-измененные породы, развитые на молибденовых месторождениях Кузнецкого Алатау и Восточного Забайкалья, объединяются в две конкретные формации следующего фациального состава: 1) калишпатизированные-альбитизированные-окварцованные-серцитизированные породы и 2) калишпатизированные-аргиллизированные-окварцованные-серцитизированные и карбонатизированные породы, которые могут, очевидно, являться прототипами соответствующих абстрактных метасоматических формаций. Под метасоматической формацией авторами понимается устойчивая совокупность фаций гидротермально-измененных пород одного гомологичного ряда.

При выделении формаций гидротермально-измененных пород учитывается формационная принадлежность магматических образований, с которыми обнаруживают определенного типа связи. Магматической формацией может соответствовать несколько и лишь в некоторых случаях одна метасоматическая формация. С одной формацией измененных пород возможно проявление ряда генетически родственных рудных формаций. С другой стороны, месторождения определенной рудной формации могут сопровождаться измененными породами нескольких близких в генетическом отношении формаций, что вызвано специфическими условиями проявления рудного процесса в различных регионах.

Библ. 26.

О взаимоотношении оруденения медно-молибденовой и полиметаллических рудных формаций Восточного Забайкалья. Тychинский А. А., Сотников В. И., Шипилов Л. Д. «Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири». Изд-во «Наука», 1972 г.

Рассматриваются вопросы пространственно-временных соотношений и связи молибденового и свинцово-цинкового (полиметаллического) оруденения Восточного Забайкалья, в том числе оруденения, проявляющегося на сложных по вещественному составу молибдено-полиметаллических месторождениях. Наряду с использованием геологических материалов проанализирован изотопный состав свинца галенитов свинцово-цинковых и молибденовых руд ряда молибдено-полиметаллических, медно-молибденовых, полиметаллических и золото-полиметаллических месторождений свинцово-цинкового (Газимурская и Приаргунская зоны) и золото-молибденового рудных поясов.

Проведенные исследования показали, что рудные свинцы собственно свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья по изотопному составу тождественны свинцам из свинцово-цинковых руд молибдено-полиметаллических месторождений, что показывает существование между ними генетического родства. Вместе с тем сравнительное геохимическое изучение галенитов кварц-молибденитовой и галенит-сфалеритовой ассоциаций молибдено-полиметаллических месторождений выявило существенные различия. Учитывая характер пространственно-структурных взаимоотношений руд кварц-молибденитовой и галенит-сфалеритовой минеральных ассоциаций, проявленных на молибдено-полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья и принимая во внимание результаты изотопных исследований, авторы приходят к заключению о принадлежности рассматриваемых типов разновозрастного оруденения к различным (медно-молибденовой и галенит-сфалеритовой) рудным формациям и их пространственной совмещенности в благоприятных структурно-геологических условиях.

Табл. 2, библ. 25 назв.

Вопросы геохимического изучения месторождений золото-галенит-сфалеритового формационного типа (на примере Ново-Широкинского месторождения Восточного Забайкалья). Тychинский А. А., Перовский И. Г., Шипилов Л. Д. «Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири». Изд-во «Наука», 1972 г.

Рассматриваются вопросы стадийности и зональности оруденения, глубины и температуры минералообразования, а также вопрос об источнике рудного вещества на Ново-Широкинском золото-полиметаллическом месторождении (Восточное Забайкалье), связанный с применением изотопных исследований, которые конкретизируют наши представления об условиях формирования месторождений золото-галенит-сфалеритового формационного типа.

Полученные данные указывают на близкповерхностные условия формирования месторождения и отложения руд в обстановке широкого колебания значений потенциала кислорода и серы в гидротермальных растворах. Выявленная зависимость изотопного состава рудных свинцов от способа отложения минерального вещества позволила авторам сделать вывод о существенной роли мобилизации рудного вещества из боковых пород при формировании метасоматических рудных тел.

Табл. 4. Библ. 21 назв.

УДК 553.065(571.6)

О целесообразности формального подхода к многостадийным жильным месторождениям при формационном анализе. Иванов О. П. «Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири». Изд-во «Наука», 1972 г.

При изучении многостадийного жильного месторождения обычно постулируется связь всех установленных здесь парагенезисов с единым магматогенным очагом. Правомочность этого постулата, оказывающего большое влияние на металлогенические построения, ставится автором под сомнение. На материале изучения Яно-Борулахского оловорудного района Якутии и литературных сведений по другим рудным районам показано, что минеральные парагенезисы, входящие в состав жильного месторождения, могут оказаться производными как одного, так и нескольких магматогенных источников. Поэтому к многостадийным жильным месторождениям на первом этапе их формационного анализа целесообразно подходить формально: каждый из выделенных на месторождении гидротермальных парагенезисов и каждую группу магматических пород нужно условно рассматривать в качестве самостоятельных, а формационный анализ рудной минерализации проводить не на уровне месторождений, а на уровне парагенезисов.

УДК 553.459(571.65)

О трехстадийном образовании оловоносных жил месторождения Кандычан (Северо-восток СССР). Фирсов Л. В. «Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири». Изд-во «Наука», 1972 г.

Оловорудное месторождение Кандычан верхнемелового возраста характеризуется сравнительно простыми по морфологии крутопадающими жилами в липаритах. В составе жил установлены три последовательные по времени кристаллизации группы минералов (парагенезисы): 1) рутил, ильменит, касситерит, кварц, хлорит; 2) арсенопирит, пирротин, пирит, станнит, сфалерит, халькопирит, галенит, поздний пирит, марказит; 3) сидерит, кальцит, флюорит. Строение жил — посвоёзонное. Сопоставление минеральных парагенезисов по величине ионных потенциалов катионов и анионов, участвовавших в минералообразовании, выявляет четкую закономерность: в пределах каждой группы ионные потенциалы катионов уменьшаются от ранних к поздним, потенциалы анионов уменьшаются от первой группы к третьей.

Формационный облик жил — смешанный (сопряжение касситерит-кварцевого и сульфидного парагенезисов с последующим наложением карбонатного). Сделано предположение, что это связано не с независимыми стадиями рудотложения из генетически разных растворов, а с закономерной физико-химической эволюцией единого, изначально содержавшего почти все рудогенные компоненты раствора. Рассредоточенные в большом объеме пород порции этого раствора, проходившие цикл изменений с неодинаковой скоростью и в разное, но близкое время, могли последовательно проходить через одни и те же каналы, отлагая особые минеральные ассоциации.

Многие черты месторождения Кандычан свойственны большому числу оловорудных месторождений.

УДК 552.322+552.11

Вопросы петрологии и минералогии сложных даек Шахтманского месторождения медно-молибденовой рудной формации. Скуридин В. А., Сотников В. И., Никитин А. Е. И. «Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири». Изд-во «Наука», 1972 г.

В пределах Шахтманского месторождения среди различных субвулканических образований широко развиты сложные дайки, предшествующие во времени проявлению молибденового оруденения. Сложные дайки прослеживаются по простиранию на сотни метров при мощности 10—15 м. Их состав изменяется как по мощности, так и по простиранию. Между отдельными разновидностями пород наблюдаются постепенные переходы, реже между ними отмечается резкий контакт. В центральных частях даек встречаются ксенолиты из периферийных зон. Обычно периферийные зоны даек сложены лампрофирами, диоритовыми порфиритами, а центральные — гранодиорит- и гранит-порфирами. Из аксессуарных минералов во всех породах сложных даек отмечаются: апатит, сфен, циркон. Характерной особенностью апатитов является распределение в них редких земель. Микрорентгеноспектральный анализ показал, что все апатиты принадлежат к группе фтор-apatитов с повышенным содержанием хлора. Особенности петрохимического состава пород сложных даек сводятся к следующим положениям: 1) от периферии к центру даек в породах возрастает содержание SiO_2 , $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ и уменьшается MgO , Fe_2O_3 , CaO ; 2) все породы богаты щелочными алюмосиликатами; 3) в большинстве пород натрий преобладает над калием; 4) для пород характерно возрастание железистости, магnezистости и уменьшение кальция в алюмосиликатах в зависимости от увеличения щелочности; 5) из аксессуарных элементов-примесей в породах сложных даек широко распространены медь, никель, кобальт. На основании проведенных исследований делается предположение, что для пород сложных даек первичной была магма основного состава.

Библ. 13 назв.

УДК 553.43+553.46 : 549(553.2)

Минералого-геохимические и генетические особенности медно-молибденовых скварновых месторождений Хакасии. Вахрушев В. А., Сотников В. И. «Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири». Изд-во «Наука», 1972 г.

В статье дается минералого-геохимический анализ руд многочисленных скварновых месторождений восточного склона Кузнецкого Алатау, который подтвердил вывод о существовании двух типов сульфидной минерализации, связанных с различными по возрасту и генезису интрузивными комплексами: медное и вольфрамовое оруденения в скарпах генетически связаны с нижнепалеозойскими гранитоидами батолитового типа, а молибденное — со среднепалеозойскими субвулканическими образованиями.

Библ. 12 назв.