

ПРОБЛЕМЫ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

553.061

ПРОБЛЕМЫ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

1008



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1974



Сборник статей сотрудников отдела геологии эндогенных рудных месторождений ИГЕМ АН СССР посвящен 70-летию профессора Г. А. Соколова и отражает основные направления разработки отделом актуальных вопросов рудогенеза. В числе авторов — Е. И. Доломанова, В. Н. Дубровский, И. Н. Кигай, Р. М. Константинов, Л. И. Лукин, Е. П. Малиновский, Ю. П. Миронов, Н. В. Павлов, М. М. Повилайтис, И. Н. Томсон, В. Ф. Чернышев, Т. Н. Шадлун и др.

Тематика статей охватывает разнообразные вопросы — от металлогении рудных районов, рудноформационного анализа и новых данных по геологии месторождений хромитов, олова, вольфрама до критериев выделения парагенетических минеральных ассоциаций и участия гелей в эндогенном минералообразовании. Не претендуя на систематический обзор основных проблем рудообразования, сборник тем не менее дает возможность ознакомиться с современной постановкой ряда дискуссионных вопросов теории рудообразования и с новыми методическими подходами к изучению как рудных месторождений, так и рудного вещества, а также к оценке перспектив месторождений и уровня эрозионного среза.

Сборник представляет интерес для геологов, изучающих и разведующих магматические и гидротермальные рудные месторождения, а также для студентов старших курсов геологических вузов и факультетов, специализирующихся по изучению рудных месторождений.

Ответственный редактор

доктор геол.-минер. наук
Н. В. ПАВЛОВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый сборник посвящен видному исследователю и знатоку эндогенных рудных месторождений профессору, доктору геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки РСФСР Глебу Александровичу Соколову, семидесятилетие которого геологическая общественность отметила в 1972 г.

Выпуском юбилейного сборника сотрудников отдела эндогенных рудных месторождений Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР коллеги и ученики юбиляра хотели не только отметить значимость личного вклада Г. А. Соколова в учение о рудных месторождениях, но и выразить ему свою признательность как научному руководителю всех исследований, проводимых в отделе за последние десятилетия.

В содержании каждой из 16 статей, представленных в настоящем сборнике, нашли отражение идеи и научные интересы Г. А. Соколова. Особое внимание Г. А. Соколова постоянно привлекают общие теоретические вопросы образования эндогенных рудных месторождений. Тесная взаимосвязь структурно-геологической обстановки в сфере рудоотложения и минералого-геохимического облика возникающих рудных месторождений показана в первой из публикуемых статей сборника. Большая роль экзогенных хлоридных вод в эндогенном рудообразовании, столь определенно выявленная Д. И. Павловым для магнетитовых месторождений Сибири, — это прямое развитие идей Г. А. Соколова о роли галоидов в образовании эндогенных железорудных месторождений. В рассматриваемой статье этот важный вывод распространен и на другие типы эндогенной рудной минерализации. Постоянный интерес Г. А. Соколова к конкретным признакам, описывающим состояние рудоносных растворов при формировании рудных месторождений, нашел отражение в статье И. Н. Кигая, посвященной выделению надежных критериев минералообразования из коллоидных растворов.

Развитие новых математических и логико-информационных методов исследования рудных месторождений, пользующееся неизменной поддержкой Г. А. Соколова, отражено в статьях Р. М. Константинова и С. В. Сиротинской, а для более широкого круга геологических объектов — и в статье Ю. П. Миронова. Об успешном применении некоторых математических методов для решения конкретных вопросов об эрозионном среде рудных тел можно судить по статье В. Н. Дубровского с соавторами.

Проблемы поисков рудных месторождений на основе локального металлогенического прогноза решаются в статье И. Н. Томсона с соавторами на примере эпитермального оруденения Восточного Забайкалья. Более общая тема возникновения оруденения в связи с закономерной

дифференциацией вещества затронута П. В. Комаровым. Разработанная им при требовательном научном руководстве Г. А. Соколова методика позволяет различать породы и руды по ограниченному числу петрогенных элементов.

Широко известен вклад Г. А. Соколова в развитие наших знаний о хромитовых месторождениях. Некоторые новые результаты исследований, проводимых в отделе под пристальным вниманием Г. А. Соколова, отражены в статьях Н. В. Павлова, И. И. Григорьевой и Г. Г. Кравченко.

Несколько лет назад по инициативе Г. А. Соколова в отделе эндогенных рудных месторождений широко развернулись работы по формационному анализу рудных месторождений. Задачей таких исследований было не только выделение рудных формаций для большого числа металлов, но и углубленная характеристика геологических условий формирования вещественного состава и геохимических особенностей отдельных рудных формаций. Этим вопросам посвящены остальные статьи, завершающие настоящий сборник.

Предлагая вниманию читателей этот сборник, мы отчетливо сознаем, что не все вопросы, в нем затронутые, претендуют на исчерпывающее решение.



Г. А. СОКОЛОВ

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ КАК ОДИН ИЗ ФАКТОРОВ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Л. И. Лукин, И. З. Корин, Г. Г. Кравченко, Е. П. Малиновский,
Ю. Г. Сафонов, В. Ф. Чернышев*

Структуры эндогенных месторождений различных генетических типов весьма разнообразны. В последние годы все отчетливее проявляется стремление исследователей выяснить общую зависимость между генетическими особенностями этих месторождений и структурной обстановкой их формирования. Нам представляется, что такая общая зависимость действительно существует и что ее можно вскрыть, исходя из представления об относительной структурной открытости — закрытости системы рудоотложения — той совокупности структурных условий, которая влияет на изменение параметров рудообразующей системы.

Для месторождений разных генетических типов имеется свой комплекс структурных признаков, отражающих степень структурной открытости — закрытости системы при их формировании. В целом максимально закрытая система рудообразования определяется отсутствием разломов, достаточно большой глубиной формирования, малой подвижностью рудных компонентов в условиях плотной ненарушенной кровли. Такие условия характерны для собственно магматических сегрегационных месторождений. Наиболее открытая структурная система рудоотложения свойственна участкам, характеризующимся наличием многочисленных секущих разломов разного порядка, относительно небольшими глубинами формирования оруденения, значительной подвижностью рудных компонентов. В таких условиях обычно формируются низкотемпературные близповерхностные месторождения. Большинство эндогенных рудных месторождений образуется в промежуточных условиях структурной открытости системы.

Степень относительной структурной открытости — закрытости в общем определяется глубиной формирования оруденения, физико-механическими свойствами вмещающих пород, геотектоническим режимом, типом и интенсивностью деформации, ориентировкой деформационных осей и рядом других факторов, действовавших в период рудообразования. Эту степень оценить количественно пока невозможно, но она отчетливо выявляется при сопоставлении структурных условий формирования закономерного генетического ряда месторождений одной формации или генетического ряда формаций, поскольку при изменении структурной открытости — закрытости системы во времени и пространстве устанавливается закономерное изменение генетических характеристик формирующегося оруденения. Возможность практического использования выявляемых закономерностей при подобных исследованиях обуславливается тем, что для образования крупного или промышленного месторождения любого генетического типа, как правило, наиболее благоприятна определенная степень структурной открытости — закрытости системы рудообразования. Это позволяет прогнозировать масштабы оруденения, оценивать потенциальную рудоносность отдельных территорий.

Высказанные положения развиваются в настоящей статье на примере месторождений некоторых характерных генетических групп или типов,

более известных авторам по личным исследованиям; в иных случаях использованы данные анализа новейшей геологической литературы. Ранее излагаемые представления в обобщенном виде предлагались вниманию симпозиума Международной ассоциации по генезису рудных месторождений в Японии (Lukin et al., 1970), а в расширенном варианте были опубликованы на немецком языке (Lukin et al., 1971).

СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эндогенные рудные месторождения этого типа формируются в период становления вмещающих их интрузивов. Если концентрация руд происходит до значительной раскristаллизации интрузивных тел, то возникающие месторождения относятся к раннему этапу рудообразования. После существенной или полной раскristаллизации силикатных масс рудное вещество в ряде случаев может выжиматься в них, образуя месторождения позднего этапа.

Месторождения раннего этапа (некоторые хромитовые, апатитовые, частично титано-магнетитовые, медно-никелевые) могут формироваться как в спокойных тектонических условиях относительно стабильных платформ, так и в более сложных динамических условиях подвижных складчатых зон.

В первом случае, по-видимому, в наиболее закрытой структурной обстановке в связи с процессами магматической дифференциации возникают пластовые рудные залежи, согласные со стратификацией вмещающих интрузивов. В частности, в этих условиях формируются весьма выдержанные по мощности и условиям залегания пластовые тела хромитов типа известных месторождений Бушвельдского массива.

В подвижных зонах интрузивные тела, вмещающие магматические месторождения, обычно образуются в тектонически беспокойной обстановке, что проявляется в значительном усложнении формы рудных залежей. Так, например, рудные тела хромитовых месторождений изгибаются в складки, растаскиваются и подвергаются другим деформациям еще в период кристаллизации рудносиликатного расплава. Весьма характерно возникновение в этот период линейно-плоскостных тектур, отражающих ламинарное движение кристаллизовавшихся рудносиликатных масс (Кравченко, 1969).

Такие особенности локализации рудных тел характерны, например, для хромитовых месторождений Кемпирсайского массива на Южном Урале. Ультрабазиты этого массива приурочены к межформационной полости. Исследования показывают, что интрузивная масса длительное время оставалась слабо раскristаллизованной, пластичной и в нее были выжаты значительные порции рудносиликатного расплава, что привело к образованию крупных рудных тел.

В поздний период становления интрузивов пластические деформации постепенно сменяются хрупкими; это характерно только для массивов, формирующихся в подвижных складчатых зонах и в краевых частях активизированных платформ. Для этого периода возникновение крупных концентраций хромита уже нехарактерно, но зато с ним совпадает образование магматических месторождений позднего этапа. Силикатнорудные расплавы в этот период получают возможность выжиматься в трещины, возникающие как в рудоносных интрузивах, так и за их пределами. Примером могут служить сульфидные медно-никелевые месторождения (Годлевский, 1958; Горбунов, 1968; и др.). В некоторых районах образование рудных залежей сульфидных медно-никелевых месторождений происходит в связи с движениями по крупным разрывным сколовым нарушениям. Большое развитие имеют процессы выжимания рудных масс по трещинам на месторождениях титаномагнетитов. Подобные явления наблюдаются и на хромитовых месторождениях. Так, при формиро-

вании Шорджинского массива на Малом Кавказе ультраосновная магма распространялась по разрывным нарушениям. Перидотитовые массы к моменту внедрения остаточного рудносиликатного расплава были уже весьма существенно консолидированы; лишь крутопадающие тела шлировых дунитов оставались достаточно пластичными. В эти тела, окруженные более жесткими перидотитами, остаточный расплав проникал лишь в ограниченных количествах.

Таким образом, на примере магматических рудных месторождений можно проследить изменение типа деформаций от вязкого ламинарного течения жидких магм через пластические деформации частично раскристаллизованных расплавов до возникновения разрывов в еще не полностью затвердевших рудовмещающих магматических массах. Переходы между этими типами деформаций постепенны, а в определенный период кристаллизации рудносиликатных масс могут совместно проявляться как пластические, так и хрупкие деформации. Отмечены и взаимопереходы между этими типами деформаций.

Степень структурной открытости системы на разных этапах становления рудоносных интрузивов в значительной мере определяется структурно-тектоническими условиями. Система закрыта для месторождений раннего этапа рудообразования и становится несколько более открытой в более поздний этап формирования руд.

Определенное влияние на ход процесса рудообразования, а в ряде случаев и на масштаб оруденения оказывает глубина формирования рудоносных интрузивов. Этот важный вопрос, требующий серьезного изучения, в настоящее время можно рассмотреть путем сопоставления особенностей формирования отмеченных выше рудоносных массивов (Кемпирсайского и Шорджинского) и связанных с ними хромитовых месторождений. Кемпирсайский массив, по данным Р. А. Сегедина (1970), образовался на глубине не менее 4,5 км; в нем локализовались крупные рудные массы. Глубину становления Шорджинского массива С. Б. Абовян (1961) оценивает примерно в 1 км; для него характерны значительно меньшие концентрации хромитовых руд.

К собственно магматическим месторождениям близки редкометалльные карбонатиты, формирование которых происходит в результате комбинации магматического и метасоматического процессов. Настоящей статье соответствуют выводы Э. А. Ланда, которые без изменения приводятся ниже.

«В различных карбонатитовых массивах соотношение магматических и метасоматических процессов в карбонатитообразовании было различным, что обуславливалось неодинаковой степенью закрытости геологической системы, в которой оно осуществлялось (неодинаковой глубиной становления массивов, особенностями вмещающих их пород).

В относительно более закрытых системах (высокое парциальное давление CO_2) активность сосуществующих с карбонатитовым расплавом углекислотных растворов была максимальной, что и предопределяло широкое развитие околокарбонатитовых метасоматитов и большую насыщенность карбонатитов силикатами. В менее закрытых системах проявленность околокарбонатитового метасоматизма была более слабой, в карбонатитообразовании доминировали собственно магматические процессы. По степени «закрытости» можно выделить: а) массивы закрытого типа (провинции Восточного Саяна и Сетта-Дабана), б) массивы открытого типа (провинции Восточной Африки), в) массивы промежуточного типа (Карело-Кольская и Маймеча-Котуйская провинции).

Принадлежность массива к тому или иному типу определялась глубиной заложения массива и проницаемостью вмещающих и перекрывающих пород. Различные типы массивов характеризуются различной металлогенической специализацией и разными особенностями однотипной минерализации» (Ланда, 1972, стр. 221).

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пегматиты занимают промежуточное положение между собственно магматическими и гидротермальными месторождениями. Основную промышленную ценность представляют пегматиты гранитного состава. Формирование их в общем происходит в условиях образования или затвердевания гранитной магмы. Работами последних лет установлено, что структурно-геологическая обстановка формирования пегматитов различна (см., например, сборник «Минералогия и генезис пегматитов», 1965).

В наиболее глубинных условиях (8—12 км) образуются редкоземельные пегматиты, содержащие ортит, монацит, минералы Ta и Nb. Эти пегматиты формируются в результате селективного выплавления при процессах регионального метаморфизма в прикорневых частях складчатых систем. Рудные компоненты концентрируются в собственно магматический этап становления пегматитов при температуре порядка 700°С в относительно открытой (по Д. С. Коржинскому, 1937) физико-химической системе. Для таких условий хрупкие деформации нехарактерны; преобладает пластическое течение метаморфизируемых пород, переходящее в ряде мест в сколовые деформации. В зонах, вытянутых на многие километры, и локализируются поля редкоземельных пегматитов.

На относительно меньших глубинах (порядка 6—8 км) формируются *слюдяные пегматиты*, связанные, как правило, с синорогенными гранитоидами в ядрах антиклинорий и в краях жестких массивов. Складчатые деформации характерны лишь для раннего этапа образования гранит-пегматитовых тел, но промышленное ослюдование развивается уже в консолидированных толщах, повышенная жесткость которых обусловлена затвердеванием самих тел пегматитов. Образование крупнокристаллических слюд связано в значительной мере с гидролизом полевых шпатов и наложением на пегматиты метасоматических процессов. Эти явления происходят при температуре порядка 600°С в относительно спокойных тектонических условиях: либо в замкнутых полостях, либо вдоль трещин в пегматитовом теле. Более интенсивные подвижки отрицательно сказываются на качестве слюдяного сырья.

Редкометалльные пегматиты, как правило, связаны с послескладчатыми гранитами средних глубин, внедрившимися либо вдоль осевых зон крупных антиклиналей, либо в зонах стыка блоков пород различной мобильности и в крупных блоках древних жестких пород. Наиболее благоприятна для образования крупных полей редкометалльных пегматитов глубина 3—5 км. Структурные условия формирования редкометалльных пегматитов различны. И. Б. Недумовым («Минералогия и генезис пегматитов», 1965) выделено две крайние группы пегматитов. Пегматиты одной группы образуются в условиях слабой проницаемости вмещающих пород при низкой активности тектонических движений. Тела таких пегматитов обычно залегают среди гранитов на удалении от разломов; внутреннее строение пегматитовых тел сложное, многозональное, в минералообразовании большая роль принадлежит летучим компонентам — бору, фтору и др. Пегматиты другой группы образуются в обстановке повышенной тектонической активности в условиях высокой проницаемости вмещающих пород. Поля таких, обычно полно дифференцированных пегматитов вытянуты вдоль региональных разломов. Процесс пегматитообразования идет длительно на фоне развития хрупких деформаций, в результате чего возникает хорошо выраженная региональная зональность. В наиболее проницаемых участках из-за массовой потери летучих компонентов расплав кристаллизуется быстрее и образуются дайки гранит-порфириров и аплитов. Рудоносность пегматитов этой группы связана с наложенными метасоматическими процессами (альбитизацией), широко проявляющимися при повторном раскрытии трещин, вмещающих пегматитовые тела.

На глубинах менее 3—5 км редкометальные пегматиты уже не формируются: в условиях меньших всесторонних давлений в гранитных массивах развиваются процессы площадной альбитизации, микроклинизации и грейзенизации, возникают так называемые апограниты, часто с промышленно интересной редкометальной минерализацией.

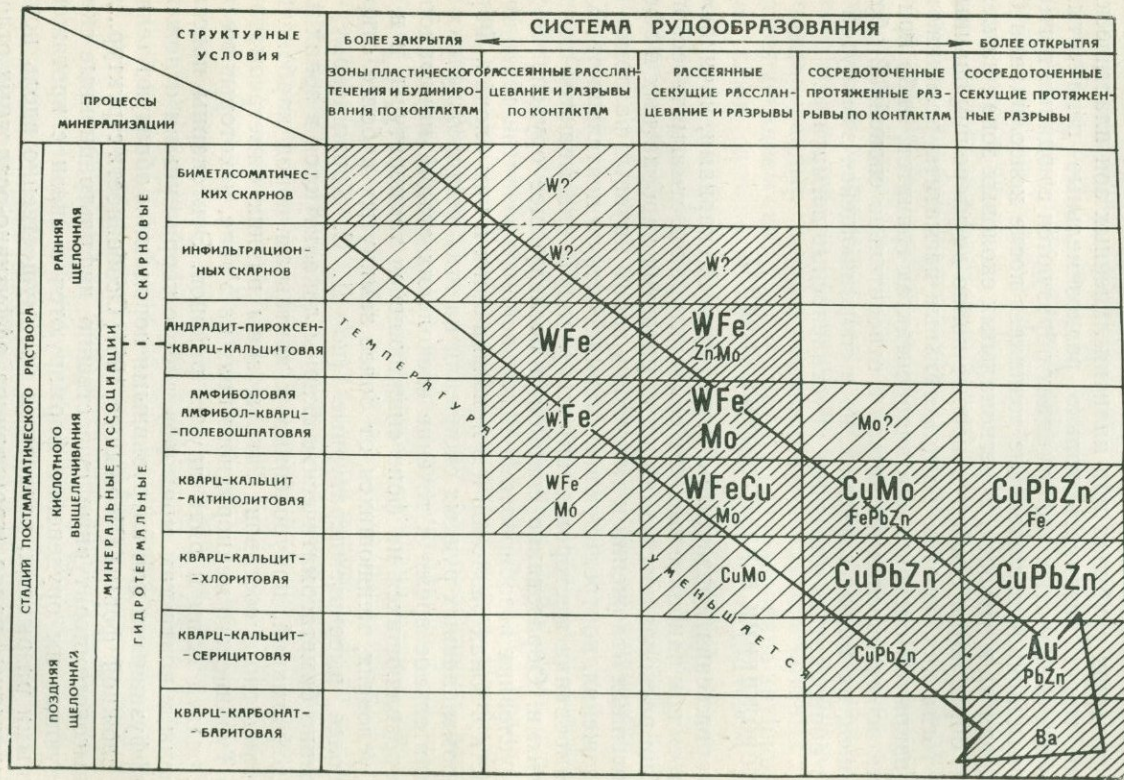
В относительно замкнутой обстановке, но на меньших глубинах (порядка 1,5—2,5 км) в гипабиссальных постскладчатых гранитах образуются *камерные пегматиты* — важный источник пьезооптического сырья. Локализация камерных пегматитовых тел определяется либо скульптурой кровли интрузива, либо первичной трещиноватостью. Необходимое условие возникновения хрусталеносных камер — замкнутость полости — возможно только при тектоническом покое, под экраном ненарушенных пород в пологих сводовых трещинах контракции.

Таким образом, становление гранитных массивов может сопровождаться пегматитообразованием в различной структурной обстановке. Однако на больших глубинах при наличии линейных зон пластических деформаций могут возникать только редкоземельные пегматиты. При интенсивных складчатых деформациях образуются слюдяные пегматиты, хотя промышленное ослюденение возникает после консолидации блоков и повышения их жесткости. В региональных сколовых зонах на меньших глубинах образуются слабуродоносные полно дифференцированные пегматиты, тогда как богатые редкометальные пегматиты возникают либо в более закрытой обстановке в эндоконтактах гранитов, либо при наложении метасоматических процессов в относительно спокойной обстановке. Наконец, на малых глубинах, но в сохраняющейся замкнутой системе могут образоваться камерные хрусталеносные пегматиты.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНАХ

Месторождения, связанные с известковыми скарнами, начинают формироваться при наиболее высоких температурах постмагматического процесса. Они располагаются в областях развития карбонатных и эффузивно-терригенных отложений и тяготеют к зонам крупных разломов глубокого заложения, контролирующим магматическую деятельность. К началу формирования месторождений эти разломы оказываются полностью залеченными. Образование скарнов и последующее оруденение происходят в условиях возобновления и дальнейшего развития тектонической активности в зонах разломов и в примыкающих к ним блоках. Формирование промышленных рудных скоплений на этих месторождениях происходит длительное время в течение нескольких стадий минералообразования, проявляющихся на фоне снижающейся температуры, и в структурных условиях, меняющихся от более замкнутых к более открытым.

Наиболее высокотемпературные (по Д. С. Коржинскому, 1955), существенно биметасоматические скарны локализуются в зонах пластических деформаций, приуроченных к контактам пород карбонатного и алюмосиликатного составов. Таковы зоны ранних биметасоматических скарнов Турьинского меднорудного поля на Урале, некоторых месторождений Средней Азии и ряда других районов. Эти скарны повсеместно приурочены к контактам мраморов либо с терригенными отложениями, либо с эффузивными или интрузивными породами и образуют тела часто весьма сложной формы (Чернышев, 1961; Особенности структур..., 1968). Менее высокотемпературные существенно инфильтрационные скарны и сопутствующее им оруденение формируются в связи с протяженными рассеянными разрывами, развитыми преимущественно вдоль контактов алюмосиликатных пород (гранитоидов, эффузивно-осадочных отложений или биметасоматических скарнов) с карбонатными (фиг. 1). Инфильтрационные скарны поздних стадий контролируются секущими разрывами. Приконтактные и секущие тела поздних инфильтрационных скарнов



Фиг. 1. Структурные условия проявления минерализации на месторождениях, связанных со скарнами (по В. Ф. Чернышеву)

Наиболее интенсивное развитие минерализации определенного типа в данных структурных условиях отражено на схеме частой штриховкой. Элементы, имеющие основное промышленное значение в монометалльных или комплексных скарновых рудах, показаны символами большого размера

характерны для свинцово-цинковых месторождений Юго-Западного Кармазара и Приморья, а также для шеелитовых месторождений Средней Азии, Кавказа и многих других рудоносных областей (Особенности структур..., 1968; Чернышев и др., 1971). Встречаются они также и в районах широкого распространения биметасоматических скарнов (например, в пределах Турьинского рудного поля). Однако здесь инфильтрационные скарны имеют обычно более мелкие размеры и образуют контактовые, редко секущие тела существенно геденбергитового и салитового составов (Норштейн, 1961).

В подобных же условиях, но при все большем увеличении роли и масштабов секущих рассеянных разрывов после инфильтрационного скарнообразования на разных месторождениях возникают наиболее ранние из продуктивных (рудных) ассоциаций: кварц-кальцит-пироксен-андрадитовая, амфиболовая или кварц-полевошпатовая с парагенными шеелитом, магнетитом или молибденитом, возможно сфалеритом и другими сульфидами. Небольшие маломощные жилки, линзы и неправильные скопления минералов продуктивной кварц-кальцит-пироксен-гранатовой и амфиболовой (гастингсит, дашкесанит) ассоциаций с шеелитом или магнетитом, реже с сульфидами, установлены на многих скарноворудных месторождениях. В заметных количествах скопления минералов этой ассоциации развиты вдоль непротяженных, быстро выклинивающихся секущих трещин отрыва или малоамплитудных трещин скальвания среди скарнов или во вмещающих их породах на собственно шеелитовых (Ингичке, Чорух-Дайрон и др.), магнетитовых (Конизак, Туранглы и др.) и сульфидных (Кансай и др.) месторождениях Средней Азии (Особенности структур..., 1968; Чернышев и др., 1971; Кристальный, 1963, 2).

Продуктивная кварц-полевошпатовая ассоциация наиболее распространена на редкометальных месторождениях. Шеелитоносные жилы, сложенные кварцем и полевым шпатом (в переменных соотношениях), локализованы в относительно более протяженных трещинах скальвания и отрыва. Они образуют изометричные или удлиненные штокверки (Джилау, Чорух-Дайрон и др.), ограниченные дорудными разрывными нарушениями по простиранию и по восстанию.

Последующие средне- и низкотемпературные стадии минералообразования обуславливают формирование наложенных на скарны монометалльных или комплексных руд вольфрама, железа, молибдена, меди, цинка, свинца и некоторых других металлов. Они проявляются в условиях объединения рассеянных разрывов в протяженные сосредоточенные дизъюнктивные нарушения (Особенности структур..., 1968). Образование руд, наложенных на скарны, сопровождается интенсивным разложением скарнов с образованием кварц-кальцитовой ассоциации с тальком и актинолитом, а в более низкотемпературных условиях с хлоритом. Эти руды размещаются непосредственно в разломах или в прилежащих к ним блоках. Такие структурные условия обусловили локализацию среднетемпературных халькопиритовых руд на месторождениях Турьинского и Гумешевского рудных полей на Урале, Малко-Тырновском рудном поле в Болгарии, а также арсенопирит-халькопиритовых рудных тел месторождения Тарор (Средняя Азия), сфалерит-галенитовых руд месторождений Кармазара и скоплений сульфидов на редкометальных и многих других скарноворудных месторождениях в различных районах.

Наиболее поздней продуктивной минеральной ассоциацией на скарновых месторождениях является кварц-кальцит-серцитовая, сопровождающаяся проявлением золотого или свинцово-цинкового оруденения. Эта ассоциация развивается в связи с крупными сосредоточенными разрывами. Процесс эндогенного минералообразования обычно заканчивается возникновением кварц-карбонат-баритовых жил с сульфосолями и сульфидами. Эти жилы формируются в пространственной связи с крупными секущими разломами, в трещинах на верхних горизонтах место-

рождений в наиболее проницаемых структурах, доступных для притока вадозных вод, богатых кислородом.

В пределах месторождений и рудных тел устанавливается проявление большинства указанных выше минеральных ассоциаций. Однако основная промышленная значимость обособленных рудных скоплений определяется развитием продуктивных минеральных ассоциаций двух-трех стадий. Соответственно среди скарновых месторождений, как сходных, так и различных по металлической специализации, может быть выделено несколько минеральных типов, различающихся по степени открытости структурной системы рудообразования. При этом устанавливается, что в более закрытой структурной системе размещение оруденения в значительной степени зависит от химизма и минерального состава вмещающих пород. Это проявляется в отчетливой избирательности рудного метасоматоза и в наследовании рудными минералами отдельных компонентов замещаемых пород. В более открытых структурных системах избирательность рудного метасоматоза определяется также их физико-механическими свойствами, в частности эффективной пористостью. При этом образование рудных минералов может сопровождаться выносом всех компонентов замещаемых пород.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ВОЛЬФРАМИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения вольфрамита, широко развитые во многих рудных провинциях мира, формируются в тесной генетической и пространственной связи с гипабиссальными гранитными интрузивами на глубинах порядка 0,5—2 км. Тесная связь вольфрамитовых месторождений с гранитами обеспечивает высокую температуру рудообразования при наличии в окружающих породах резкого температурного градиента и, кроме того, создает возможность возникновения условий растяжения в результате сокращения объема остывающего массива. Малая глубина формирования месторождений обуславливает прежде всего относительно низкое литостатическое давление и как следствие этого возможность интенсивного развития трещинообразования во вмещающих породах. Внедрение гранитных интрузивов в область малых всесторонних давлений, но без выхода к дневной поверхности обуславливает развитие автometасоматических процессов в гранитах, способствует накоплению в них щелочей и свободному отделению летучих, увлекающих за собой кремнезем и концентрирующих соединения тяжелых металлов. Процессы отделения летучих регулируются структурной обстановкой в кровле и в верхней раскристаллизованной части остывающего рудоносного интрузива. Влияние структурных условий, выраженных в виде непрерывной шкалы повышения структурной открытости системы рудообразования, отчетливо проявляется при сопоставлении закономерного генетического ряда кварц-вольфрамитовых месторождений (Малиновский, 1965).

Собственно грейзеновые кварц-вольфрамитовые месторождения (I тип) формируются в относительно закрытой структурной обстановке на ранних стадиях остывания рудоносных гранитных массивов в условиях крайне слабой тектонической нарушенности кровли. Рудные тела таких месторождений образуются в результате мощного инфильтрационного метасоматоза в узкой зоне эндоконтакта гранитных массивов и характеризуются относительно небольшим вертикальным размахом промышленного оруденения. Обычно собственно грейзеновые месторождения выступают как комплексные редкометальные; они могут содержать промышленно интересные концентрации молибдена (или касситерита), висмутовых минералов, флюорита, рассеянных элементов (в частности, тантала). Примерами таких месторождений могут служить Акчатау в Центральном Казахстане, Вулфрем-Кемп и Бэмфорд в Австралии, некоторые месторождения Монголии и Южного Китая.

развиты сфалерит, галенит, пирит, серицит; окolorудные изменения обычно представлены березитизацией. Таковы крутопадающие жилы Букуки (Восточное Забайкалье), месторождение Холтосон в Джидинском рудном поле (Западное Забайкалье), месторождения Тачишань и Квеймешань в Китае, Ред-Роуз в Канаде и др.

Низкотемпературные ферберит-антимонитовые месторождения (IV тип) залегают на значительном удалении от возможно рудоносных интрузивных массивов, преимущественно в зонах дробления, сопряженных с крупными, регионального значения разломами. Рудные тела таких месторождений представлены жилами сложной морфологии, минерализованными зонами дробления, телами брекчий; окolorудные изменения выражены окварцеванием, серицитизацией, аргиллизацией. Типичные примеры — месторождение Боулдер в США, Сагеби на Кавказе, Барун-Шивея в Забайкалье.

Итак, вольфрамитовые месторождения каждого генетического типа отличаются вполне определенными окolorудными изменениями, вещественным составом, текстурами руд, морфологией рудных тел и другими особенностями, тесно взаимосвязанными и в значительной мере обусловленными структурными условиями формирования месторождений. Сопоставление всех полученных данных позволило Е. П. Малиновскому (1965) предложить диаграмму, построенную в координатах «структурные условия — эволюция раствора» (фиг. 2). Данная диаграмма отражает общую закономерность в образовании крупных вольфрамитовых месторождений: с повышением сложности структуры участка и степени открытости системы понижается температура главных стадий минерализации и происходит направленная смена физико-химических свойств рудообразующего раствора.

Крупные кварц-вольфрамитовые месторождения известны в каждом из четырех выделенных генетических типов. Значительные концентрации вольфрамитовых руд могут возникать в довольно широком диапазоне структурных условий, но в определенной структурно-геологической обстановке они образуются лишь в том случае, если в силу различных причин преобладающее развитие получают процессы минерализации соответствующей стадии в ряду изменения кислотности — щелочности рудоносных растворов (фиг. 2).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

Гидротермальные собственно золоторудные месторождения по структурной обстановке формирования можно разделить на пять групп.

Группу I составляют так называемые гипотермальные месторождения золота, залегающие в кристаллических породах фундамента на территории плит платформ и нижнего структурного яруса геосинклинального этажа складчатых областей. Примером могут служить месторождения Колар (Индия), Хоумстейк (США), Поркупайн (Канада), Советское (Енисейский край), Мурунтау (Кызыл-Кумы) (Рожков, 1968; Шер, 1972; и др.). В истории формирования этих месторождений устанавливаются два этапа. Ранний этап проявляется в образовании сложных метасоматических кварцевых (или кварц-карбонатных) тел с рассеянным золотом или без него. Со вторым этапом связывается обособление собственно золоторудных тел в процессе перераспределения и мобилизации раннего золота или (и) в результате привноса золота из глубинных источников.

Формирование ранних метасоматических тел происходило в процессе общего метаморфизма пород и контролировалось зонами интенсивных пластических деформаций, участками развития наложенной складчатости, зонами смятия и течения при подчиненном развитии скальвания. Роль разрывных нарушений, зон секущего рассланцевания относительно

возрастала во второй период развития месторождений. Локализация золота в кварцевых и кварц-карбонатных телах определялась их относительной хрупкостью и химическими свойствами. Характерной особенностью описываемых месторождений является развитие немногочисленных притертых неминерализованных тектонических швов при почти полном отсутствии открытых трещин.

В рудных телах преобладают массивные текстуры с вкрапленным, прожилковым и гнездовым распределением золота.

Среди описываемой группы выделяются как типичные кварц-золоторудные месторождения убого сульфидной формации (Петровская, 1967) — Колар, Советское, Мурунтау, так и существенно сульфидные — Хоумстейк, Морру-Велью. В рудах сульфидного типа значительную роль играют пирит, пирротин, арсенопирит. Комплекс жильных минералов зависит от состава вмещающих пород. В рудах и измененных боковых породах, как правило, присутствуют новообразованные гранат, турмалин, амфибол, полевые шпаты. Различные по своему выражению зоны пластических деформаций в процессе формирования месторождений обеспечивали тесное взаимодействие растворов и пород в относительно замкнутой системе. Стабильные условия ограниченной проницаемости среды при однотипных деформациях пород существовали на значительных интервалах по вертикали.

Группу II составляют месторождения жильного типа, локализованные преимущественно в нижнем и среднем структурных ярусах каледонских и герцинских складчатых сооружений [Бендиго (Австралия), Джеламбет, Вестюбе, Аксу (Северный Казахстан), Кочкарское, Березовское (Урал)]. В осадочных толщах рудные залежи представлены седловидными, а также линейными жилами и жилообразными телами, приуроченными к межпластовым нарушениям, зонам смятия и секущим складчатым разрывам. Среди вулканических и интрузивных пород развиты главным образом жильные тела, приуроченные к сколовым нарушениям. Характерной особенностью описываемых месторождений является широкое развитие крупных дорудных разломов. Рудные тела большей частью сложены кварц-золото-сульфидными минеральными ассоциациями, образовавшимися как путем замещения пород, так и путем выполнения трещин. Обычно отмечаются массивные, полосчатые, реже брекчиевые текстуры. Гидротермальное изменение пород на этих месторождениях, формировавшихся в несколько стадий, проявилось в умеренном масштабе и выражается в ранней пропилитизации, а также в виде более поздних березитизации, лиственитизации, хлоритизации, карбонатизации и окварцевания. Метасоматическое изменение пород и образование рудных тел происходит на фоне значительного привноса и выноса минеральных компонентов. Открытость структурной системы в этих условиях в целом можно оценить как существенную. В локализации оруденения здесь значительную роль играют физико-механические и литологические свойства пород. Геологические данные по ряду районов позволяют полагать, что оруденение формировалось под мощной покровной малопроницаемых пород. Глубины формирования месторождений данной группы по верхней границе распространения оруденения оцениваются в несколько километров.

В группу III выделяются месторождения, локализованные в верхнем и среднем ярусах геосинклинального структурного этажа герцинских и киммерийских миогеосинклинальных складчатых сооружений и представленные крупными минерализованными зонами [Мозер Лод (Mather Lode, США), Кокпатас (Узбекистан). Нежданинское (Якутия) и др.]. В этих месторождениях в зонах скалывания и дробления располагаются жилообразные и неправильные тела, а также залежи с прожилково-метасоматическими рудами. Состав тел, как правило, существенно кварцевый с умеренным количеством сульфидов. Текстуры руд преимущест-

венно массивные, прожилково-вкрапленные. Вмещающие породы интенсивно изменены (окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы и т. д.). Формирование рудных тел происходило при значительном приносе SiO_2 и рудных компонентов и выносе породообразующих компонентов. Интенсивное дробление пород, очевидно, обеспечивало широкое взаимодействие растворов с породой. Однако значительные открытые полости для этих зон, вероятно, нехарактерны. Указанные месторождения формировались на глубинах порядка 1—2 км. Степень открытости структурной системы в этих условиях была более значительной.

В группу IV объединены жильные месторождения, приуроченные к верхнему структурному комплексу эвгеосинклиналей, а также к активизированным платформам и складчатым областям [Дарасун (Восточное Забайкалье), Кочбулак (Узбекистан), Лебединое (Якутия), Бая-Сприе (Румыния)]. Для этих месторождений характерны крутопадающие жильные зоны сложного строения, нередко сочетающиеся с пологими минерализованными зонами. Процессы выполнения трещин и метасоматоза при формировании этих месторождений имели примерно равное значение. Состав руд, как правило, сульфидно-кварцевый. Текстуры руд полосчатые, массивные, друзовые, брекчиевые. На некоторых месторождениях в составе руд отмечаются гематит, барит. Изменение пород проявляется преимущественно около зон разрывных нарушений и выражается в серицитизации, окварцевании и хлоритизации. Рудные тела формировались в несколько стадий в одной и той же структурной обстановке, характеризующейся значительным приоткрыванием разрывов на большом протяжении. Месторождения IV группы более тесно связаны с долгоживущими крупными разломами, чем месторождения I—III групп, и имеют блоковое строение. Структурная обстановка при формировании этих месторождений III группы была еще более открытой, чем при образовании месторождений III группы. Глубины формирования этих месторождений по верхней границе оцениваются в 1—1,5 км.

Группу V составляют близповерхностные золоторудные месторождения молодых вулканических областей и областей активизации. Среди них достаточно определенно выделяются две подгруппы. Одну образуют месторождения, связанные с вулканическими постройками [Силвертон, Крипл-Крик (США), Рошия-Монтана, Муссару (Румыния)], другую — месторождения, формировавшиеся во впадинах, выполненных молассовыми образованиями с эффузивами или без них [Балей (Восточное Забайкалье), Шуёр (Румыния), Рипаблик (США)]. В месторождениях обеих подгрупп развиты главным образом жильные рудные тела. При образовании месторождений первой подгруппы рудовмещающие разрывы возникали в связи с вулканической деятельностью, а впоследствии подновлялись. На этих месторождениях известны золотоносные зоны, которые имеют трубо- или конусоподобную форму и приурочены к вулканическим жерлам и взрывным брекчиям. Жильные тела месторождений второй подгруппы образовывались, как правило, под влиянием блоковых перемещений неглубоко залегающего фундамента.

Характерно, что на месторождениях обеих подгрупп в рудный период рудовмещающие разрывы проявлялись как сбросы. По составу руд месторождения обеих подгрупп близки: в них развиты главным образом малосульфидные кварцевые жилы с богатыми скоплениями золота. Гидротермальное изменение пород проявилось весьма широко и интенсивно. Оно выражается в низкотемпературной пропицитизации, аргиллизации и окварцевании. Процесс минерализации разделялся на несколько стадий. Основное значение в минеральном выполнении рудовмещающих разрывов имели продуктивные стадии. Эта черта свойственна и месторождениям IV группы, однако в последних минеральное выполнение золотоносных тел примерно в равной мере обязано допродуктивным и продуктивным стадиям (а в месторождениях I—III групп — преимущественно

но допродуктивным). В целом указанные особенности месторождений V группы свидетельствуют о высокой степени открытости структурных систем, в которых они формируются.

Теоретически в связи с одним длительно действующим источником могут быть связаны месторождения различных структурных типов, располагающиеся на различных уровнях глубинности. Вместе с тем блоковое развитие рудоносных провинций приводит к совмещению в их пределах месторождений различных групп: I и III (Мурунтау — Кокпатас, Поркупайн), I—IV (Хоумстейк), II и III (Бестюбе, Аксу — Кварцитовая горка), III—IV (Приташкентский район), IV—V (Балейский район). Однако при этом, как правило, более четкое выражение получают месторождения какого-либо одного типа. Исключение составляют золоторудные области в зонах активизации, для которых бывают достаточно представительны месторождения IV и V групп. Эти особенности в значительной мере объясняются возможностями создания благоприятной тектонической обстановки в образованиях того структурного этажа или яруса, который находится в оптимальном диапазоне глубинности. В целом для локализации месторождений в золотоносных провинциях и поясах благоприятны области гетерогенного блокового строения, где возможности оптимального сочетания структурных и физико-химических факторов наиболее вероятны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1008
Приведенные данные по отдельным генетическим группам эндогенных рудных месторождений и по месторождениям некоторых металлов свидетельствуют о наличии общих закономерностей в развитии процесса эндогенного рудообразования на фоне необратимо изменяющихся структурных условий в рудовмещающем блоке. Градации такого изменения структуры более определенно устанавливаются для скарновых месторождений и месторождений вольфрамита, что позволило авторам изобразить их графически в сопоставлении с последовательностью развития минерализации. В остальных случаях намечается определенный ряд типов месторождений с закономерно меняющейся структурной характеристикой — от более простых к сложным, причем в связи с изменением структурных характеристик происходит существенная (в той или иной мере) смена вещественного состава руд и околорудного изменения вмещающих пород.

Для месторождений всех типов устанавливается постепенная смена ранней, преимущественно пластической деформации на хрупкую, что связано с общим возрастанием жесткости рудовмещающего блока. Продуктивные рудные ассоциации различных генетических типов возникают на определенных этапах этого общего процесса. Повышение роли хрупких деформаций и их прогрессивное развитие в определенных условиях (при возрастании жесткости рудовмещающего блока) обуславливают повышение степени относительной структурной открытости системы рудообразования и формирование все более низкотемпературного гидротермального оруденения.

Как представляется авторам, относительную структурную открытость — закрытость системы рудоотложения необходимо учитывать при разработке теории рудообразования и при генетической систематике эндогенных рудных месторождений на формационной основе.



ЛИТЕРАТУРА

- Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961.
- Годлевский М. Н. Геология и рудные месторождения Норильского района.— Горный ж., 1958, № 6.
- Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. Изд-во «Недра», 1968.
- Коржинский Д. С. Петрографический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири.— В кн. «Слюды СССР». М.—Л., ОНТИ—НКТП СССР, 1937.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.
- Кравченко Г. Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. Изд-во «Наука», 1969.
- Кристалльный Б. В. О стадийности процесса эндогенного минералообразования в рудоносных зонах Чорух-Дайронского рудного поля.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 1.
- Кристалльный Б. В. Структурные условия эндогенного минералообразования и закономерности локализации оруденения в главнейших рудоносных зонах Чорух-Дайронского рудного поля.— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 6.
- Ланда Э. А. К дискуссии о генезисе карбонатитов.— В сб. «Метасоматизм и рудообразование». Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1972.
- Малиновский Е. П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. Изд-во «Наука», 1965.
- Минералогия и генезис пегматитов.— В кн. «Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса». Изд-во «Недра», 1965.
- Норштейн Г. Ш. О новом морфологическом типе скарных образований на Турьинских медных месторождениях.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 41.
- Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах. Под ред. Л. И. Лукина. Изд-во «Наука», 1968.
- Петровская Н. В. Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза.— В сб. «Геология, закономерности размещения и методы изучения месторождений золота».— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 76.
- Рожков И. С. Особенности золоторудных месторождений подвижных поясов и платформ.— В кн. «Эндогенные рудные месторождения» (Межд. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол.). Изд-во «Наука», 1968.
- Сегедин Р. А. Ордовикская система. Силурийская система. Геология СССР, т. XXI. Западный Казахстан, ч. I, геологич. описание, кн. 1. Изд-во «Недра», 1970.
- Чернышев Ф. В. Некоторые структурные особенности локализации известковых скарпов.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 3.
- Чернышев В. Ф., Корин И. З., Харкевич К. А., Мельниченко А. Д. Основные особенности строения и размещения эндогенных месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области.— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 5.
- Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). Изд-во «Недра», 1972.
- Lukin L. I., Korin I. Z., Kravchenko G. G., Malinovsky E. P., Safonov J. G., Chernyshov V. F. Structural conditions of ore formation as a factor determining genetic peculiarities of endogenic ore deposits. IMA-IAGOD Meetings 70, Collected Abstracts. Japan, 1970.
- Lukin L. I., Korin I. Z., Krawtschenko G. G., Malinovsky E. P., Safonov J. G., Tschernyschew W. F. Die strukturellen Verhältnisse der Erzbildung.— Zeitschrift für angewandte Geologie. Band 17, Heft 4, 1971.

ЗНАЧЕНИЕ ЭКЗОГЕННЫХ ХЛОРИДНЫХ ВОД ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗНЫХ СТАДИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЦИКЛА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Д. И. Павлов

Проблема участия немагматических вод в эндогенном рудообразовании наряду с проблемой источников участвующего в нем вещества — одна из главных среди вопросов, выдвигаемых сегодняшним состоянием науки о формировании рудных месторождений. Именно эти проблемы указываются Г. А. Соколовым (1969) в числе генеральных для разработки теории эндогенного рудообразования. Не менее велико и практическое значение затрагиваемой проблемы, так как дополнительное вовлечение в круг явлений, связанных с рудообразованием и магматизмом, немагматических растворов, особенно хлоридного состава, должно усиливать мобилизацию рудного вещества из вмещающих пород, что может в конечном итоге привести к существенному возрастанию рудных запасов. Подобный ракурс темы достаточно признан в настоящее время, в чем известную роль сыграли успехи в общей и региональной гидрогеологии, палеогидрогеологии, а также новые методы исследований, в частности выяснение изотопных соотношений. «Среди гидротермальных рудообразующих растворов можно выделять по крайней мере пять групп воды: 1) ювенильную магматическую, 2) метаморфогенную, 3) захороненную осадочную, 4) метеорную глубокой циркуляции, 5) смешанную. Источники растворенного в них вещества, из которого формировались рудные тела, также разнообразны» (Смирнов, 1970, стр. 5).

Данная статья написана в ходе разработки руководимой Г. А. Соколовым темы по выяснению источников хлоридных растворов, участвовавших в магнетитовом рудообразовании. В статье делается попытка оценить возможное участие экзогенных хлоридных вод в формировании рудообразующих растворов с учетом его изменения в ходе геологической эволюции не только для магнетитовых месторождений, для которых этот вопрос подробно рассмотрен ранее (Павлов, 1971), но и для других эндогенных месторождений. При рассмотрении вопросов формирования рудообразующих растворов автор основывается на представлениях В. И. Смирнова (1970₂) о металлогении геосинклинального цикла (его ранней, средней, поздней стадий) и платформенного этапа геологического развития. Гидрогеологическая терминология, применяемая в статье, заимствована из книги «Палеогидрогеология» (Карцев и др., 1969).

На ранней стадии геосинклинального цикла, как подчеркнуто В. И. Смирновым, преобладают подкоровые базальтоидные источники рудообразующих металлов, месторождения которых локализуются в эвгеосинклинальных трогах и обрамляющих их глубинных разломах. В частности, главным источником железа гидротермально-метасоматических магнетитовых месторождений эвгеосинклинальных трогов является ювенильная подкоровая магма, что справедливо и для случаев его переотложения из уже затвердевших интрузивов (Смирнов, 1970₂). На примере

магнетитовых месторождений эвгеосинклинальных троговых зон центральной части Алтае-Саянской складчатой области и Тургая было показано, что значительную долю растворов, осуществивших такое переотложение, составили экзогенные хлоридные воды рассольных концентраций (Соколов, Павлов, 1970; Павлов, 1971). При этом рассмотренные троговые зоны, представляющие собой протяженные депрессии, явились чисто структурными «ловушками» осолоняющихся морских вод, будь то воды совпадающих с такими депрессиями заливов виррилского типа (Страхов, 1963) или воды остаточных лагун. Необходимо отметить, что именно высокая общая солевая минерализация экзогенных вод, вызвавшая значительное повышение их критических параметров (см., например, Таке-ноучи, Кеннеди, 1968), обеспечивала возможность промыва ими не только осадочно-вулканогенных комплексов, но и тел остывающих габброидов. В последних развиваются зоны метасоматического осветления, что приводит к существенному обогащению циркулирующих растворов железом. Как известно, рассольные воды при высоких параметрах — прекрасные его концентраторы (Павлов, Рябчиков, 1970). Не вызывает сомнений, что эвгеосинклинальные троговые зоны, в которых происходило быстрое погружение на большие глубины еще сравнительно мало уплотненных осадков, и сами являлись поставщиками экзогенных хлоридных вод, отжимаемых из таких осадков и постепенно с ростом глубины сменяемых метаморфогенными водами.

Рассмотрим это явление для уровня погружения, соответствующего литостатической зоне земной коры. Как убедительно показано С. Н. Ивановым (1969), в литостатической зоне несмотря на высокое общее давление есть все условия для образования полостей и трещин. Однако в отличие от менее глубинных зон, где подобные структурные элементы могут быть в полном смысле слова открытыми (т. е. либо заполненными раствором, гидродинамически сообщаемыми с поверхностью, либо зияющими), здесь они могут существовать лишь в состоянии заполнения раствором, гидродинамически не связанным с верхней, гидростатической зоной (замкнутые системы). «При достаточно медленной деформации, обеспечивающей подток флюида при данной проницаемости окружающих пород, трещины и полости могут образовываться на больших глубинах легче, чем в переходной зоне, и почти столь же легко, как в обстановке зоны гидростатических давлений» (Иванов, 1969, стр. 124).

Дальнейшее развитие процесса неизбежно приводит к разрастанию «заполненных» трещинных систем и миграции их вверх. Нетрудно видеть, что возможности формирования обводненных трещинных систем на глубинах литостатической зоны определяются не только относительной скоростью проявления деформаций и подтока флюида, но и водообильностью деформируемых пород. Таким образом, при формировании геосинклинальных трогов и других структур, характеризующихся глубокими и быстрыми погружениями и большими мощностями осадков, т. е. в тех случаях, когда под большими давлениями оказываются слабо уплотненные породы с относительно мало отжатыми из них водами, следует ожидать особенно значительного поступления вод в зоны тектонических нарушений. Несомненно, температура таких вод достигает нескольких сот градусов как благодаря повышенным значениям теплового потока в тектонически активных поясах, так и вследствие развития в них магматизма. В эвгеосинклинальных зонах, например, «как плотность выделения глубинной тепловой энергии, так и плотность температуры должны быть вполне достаточны для образования самых высокотемпературных фаций регионального метаморфизма» (Тепловой режим недр СССР, 1979, стр. 171). Таким образом, широкий площадной гидротермальный метаморфизм вулканогенно-осадочных пород в раннегеосинклинальных троговых зонах вполне может быть истолкован с позиций экзогенного происхождения метаморфизирующих растворов, возникающих при глубоком по-

гружении сравнительно мало уплотненных осадков¹. Как явствует из экспериментальных исследований, отжатые из осадков нагретые хлоридные воды должны быть обогащены металлами — главным образом Fe, но также Mn (Варенцов, Степанец, 1970), Pb, Zn и Cu (Дворов, 1972). Правомочен вопрос о возможной роли таких вод в формировании вулканогенной субмаринной спилит-кератофировой рудной формации с колчеданными месторождениями сульфидов Fe, Cu и Zn, а также окисных руд Fe и Mn: именно такова металлогеническая специализация раннегеосинклинальных троговых зон (Смирнов, 1970). Сказанное хорошо соответствует как геологическим возможностям развития спилитизации и происхождения металлов в рудоносных растворах, так и условиям отложения рудных концентраций при излиянии рудоносных растворов на морское дно.

Необходимо отметить, что возможное метаморфогенное происхождение рудоносных терм, вызвавших появление раннегеосинклинальных «вулканогенно-осадочных» месторождений, отнюдь не всегда залегающих в вулканитах и не всегда имеющих непосредственное отношение к вулканам и вулканическим явлениям, было недавно подчеркнуто С. Н. Ивановым (1968), в связи с чем он предлагает называть эти месторождения гидротермально-осадочными. Применение такого обозначения для марганцевых месторождений встретило возражения А. А. Гаврилова (1972), отметившего, в частности, что осадочный марганцевый рудогенез нигде в изученных им районах Урала и Казахстана не сопровождается гидротермальным. А. А. Гаврилов предлагает найти для такого типа марганцевых месторождений какое-то особое название, отражающее специфику их образования — в частности, локализацию в подвижных зонах вдоль разломов глубокого заложения при самых различных пространственных взаимоотношениях с осадочными и вулканогенно-осадочными формациями. Если представить себе формирование рудоносного раствора как результат взаимодействия основных вулканитов (или других обогащенных марганцем пород) с умеренно нагретыми солевыми растворами², поступающими в зоны тектонических нарушений из боковых пород, то станет понятной не только повторяемость процесса на разных стадиях развития подвижных зон, но и развитие его в совершенно иных геологических ситуациях. Так, захороненные концентрированные рассолы Сибирской платформы содержат марганца до 1 г/кг и более (Басков, 1968). При разгрузке в придонные участки моря они стали бы рудоотлагающими.

Интересным случаем участия в термальном процессе экзогенных хлоридных вод, отжимаемых из выполняющих эвгеосинклинали осадочно-вулканогенных толщ, является, судя по всему, серпентинизация ультраосновных пород. Действительно, дренирование подземных вод зонами тектонических нарушений, в том числе глубокого заложения, — хорошо известная закономерность, а внедрения ультраосновных интрузий в раннюю стадию геосинклинального цикла геологического развития контролировались пограничными глубинными разломами эвгеосинклиналей (Смирнов, 1970₂).

Обращаясь к истории вопроса, надо сказать, что предположение о том, что серпентинизация еще горячих, но уже разбитых трещинами магматических пород под влиянием движения в них подземных вод «среды»

¹ Палеотектонические реконструкции бассейнов трогового типа невозможны без введения поправки на гравитационное уплотнение (Бурштар и др., 1969), что лишний раз подчеркивает масштабы происходящего при этом высвобождения из осадков соленых вод.

² Как показывают эксперименты (Варенцов, Степанец, 1970), для извлечения Mn из основных вулканитов достаточны общие солевые концентрации хлоридных растворов в 35 г/кг (морская вода) при температуре 100°. Естественно, что столь мало нагретые растворы, будучи рудоносными, не могут привести к формированию собственно гидротермальных месторождений.

может протекать достаточно широко, было высказано А. И. Германовым (1953). Позднее В. Г. Боголепов (1969), рассмотрев обширную литературу по серпентинизации ультраосновных пород, сделал еще одну интересную попытку обосновать представление о том, что хлоридно-натриевые подземные воды глубокой циркуляции могут быть источником растворов при региональной серпентинизации. В системе доказательств фигурирует, в частности, контрастность составов поровых растворов ультрабазитов и тех растворов, которые производили серпентинизацию; такая контрастность устанавливается по морфологии и последовательности выделения антигорита и хризотила (лизардита). Хлоридный состав растворов подтверждается обычным присутствием в серпентинитах повышенных количеств остаточного хлора. Для случая локальной серпентинизации в контактах гранитоидных интрузивов В. Г. Боголепов допускает смешение ювенильных гидротерм с экзогенными водами.

Необходимо отметить и возможную роль концентрированных хлоридных растворов в формировании асбестовидной амфиболовой минерализации. Во всяком случае экспериментальными исследованиями установлено, что только участие таких растворов может обеспечить необходимую для кристаллизации асбестовидных форм амфиболовых минералов высокую скорость реакций при повышенной активности катионов группы игрек (Денискина, Калинин, 1971).

На средней стадии геосинклинального цикла геологического развития магматизм проявляется в виде внедрения крупных батолитических масс гранитоидов: а) во внутренних и периферических зонах миеосинклиналей и б) в межтроговом пространстве эвгеосинклиналей. При этом батолиты рассматриваются как магматические продукты, возникающие в результате переплавления нижней части осадочной оболочки Земли и выселяющие свои сателлиты в верхние этажи этой оболочки, не подвергшиеся столь глубокому метаморфизму (Смирнов, 1970).

Исходя из того, что батолиты формировались во время главных фаз складчатости и вслед за ними, можно ожидать, что в общем случае запасы экзогенных хлоридных вод в претерпевших складчатость артезианских бассейнах к моменту внедрения были существенно рассеяны и замещены метеорными водами. Тем не менее, как выявлено автором на примере магнетитовых месторождений, располагающихся в экзоконтактовых зонах гранитоидных батолитов, которые захватывают своими краевыми частями зоны тектонических нарушений, обрамляющих наложенные впадины, и дренируют заключенные в недрах впадин рассольные воды, — и на средней стадии геосинклинального цикла вполне возможны случаи, когда экзогенные хлоридные воды в достаточно полной мере участвуют в переотложении рудного вещества, в том числе и имеющего коровое происхождение. Анализ литературных данных дает основание полагать, что в ряде случаев экзогенные хлоридные воды принимали участие и в формировании рудной минерализации более типичных для средней стадии геосинклинального цикла редкометалльных и грейзеновых месторождений. Так, переотложение кремнезема из вмещающих гранитный массив филлитов в зоне влияния Тарбальджейского разлома (наиболее древний и крупный в Хапчерангинском рудном узле) произошло под влиянием хлоридно-натриевых растворов, которые, по-видимому, являлись глубинными минерализованными водами (Таусон и др., 1970).

В зоне разлома и в ближайших к нему трещинах миграция компонентов с переотложением кремнезема и образованием послойных линз и прожилков золотоносного кварца началась еще задолго до внедрения интрузива. Его внедрение вызвало резкое усиление гидротермального рудообразования; причем, хотя минерализующие растворы и сохраняли хлоридно-натриевый характер, содержание в них К, F и Li значительно возросло. В составе раннего дистиллята, сформировавшегося после образования в эндоконтакте тонкой гранитной корки, F и K решительно преобладали

над Cl и Na . Этот дистиллят вызвал грейзенизацию апикальных частей интрузива с отложением незначительного количества олова и редких металлов. Дальнейшее развитие рудной и послерудной минерализации вокруг Тарбальджейского разлома снова идет на фоне процессов, хотя и значительно ослабленных, но начавшихся еще до внедрения интрузии. В целом растворы закономерно меняли свой состав от золотоносных хлоридно-натриевых до оловоносных фторидно-калиевых и снова до хлоридно-натриевых, но уже отлагавших Pb и Zn (по Таусону и др., 1970). Охарактеризованная вкратце картина наводит на предположение о сложном ювенильно-вадозном генезисе рудообразующих растворов, закономерно меняющих свой состав под влиянием смешения экзогенных хлоридно-натриевых вод и ювенильных фтор-калиевых флюидов, что и было подтверждено Ю. П. Трошиным (1971) с помощью изучения состава жидких включений в образованиях различных стадий минерализации.

Смешение ювенильных гидротерм и экзогенных хлоридных вод при преобладании последних предполагается также В. Г. Боголеповым (1969₂) при формировании грейзенов и скарнов Центрального Казахстана. Сопоставив данные по составу растворов в газово-жидких включениях с глубинами формирования главных типов рудных метасоматитов Центрального Казахстана (грейзены, скарны, вторичные кварциты), этот автор пришел к выводу, что на образовании разных типов метасоматитов сказались, в частности, вертикальная гидрохимическая зональность подземных вод. При образовании грейзеновых и скарновых месторождений высоко концентрированные растворы имели хлоридный или карбонатно-сероводородно-хлоридный состав. Отмечаемый иногда фторный тип метасоматоза объясняется активностью этого элемента, приводящей к тому, что такой тип метасоматоза могут вызывать даже угнетенные количества F в растворах (Набоко, 1957). Приповерхностные метасоматиты возникали при воздействии на породы углекисло-сульфатных вод с резко подчиненной ролью галоидных и рудных элементов. В. Г. Боголепов высказывает предположение, что, если кровля вторичного магматического очага находилась на уровне развития хлоридных подземных вод, то и гидротермы будут принадлежать к хлоридному типу; если же очаг находится в близповерхностных участках, где развиты воды сульфатно-гидрокарбонатного типа, то такого же состава будут и гидротермальные растворы.

Следует сказать, что охарактеризованные выше положения В. Г. Боголепова кажутся нам маловероятными. И не потому, что (как он сам отмечает) вертикальная зональность подземных вод территории не выяснялась и схема построена лишь на общих предпосылках, а потому, что внедрение магматических тел в наиболее водообильные тектонические зоны, приводившее к вовлечению вод в гидротермальный процесс, безусловно, касалось всего столба напорных вод трещинного и трещинно-жильного типа, входящего в данную гидродинамическую систему. Собственно говоря, сказанное вытекает и из характеристики гидрогеологических условий формирования месторождений, которая дается во второй части статьи В. Г. Боголепова. Согласно этой характеристике, областями питания подземных вод являлись возвышенные древние антиклинальные структуры, окаймлявшие Джунгаро-Балхашскую геосинклиналь. Сток вод был направлен к центру синклинали; их разгрузка происходила в области сочленения синклинали и антиклинальных структур или в отдельных зонах тектонических нарушений. Уже исходя из этого, на любом глубинном уровне следует ждать влияния едва ли не полного разреза вод напорной системы. Кроме того, вообще весьма маловероятно поступление минерализованных вод с древних горных сооружений: процессы складчатости и денудации быстро уничтожают запасы пластовых седиментационных вод, и в складчатых областях господствующими становятся мало-минерализованные трещинные и инфильтрационные воды (Карцев и др.,

1969). Гораздо более вероятно, что разгрузка минерализованных вод в областях сочленения синклинальных и антиклинальных структур происходила благодаря их отжатию из погруженных частей синклиналей, т. е. из-за поступления минерализованных вод «снизу», а не «сверху». Тем не менее главный вывод В. Г. Боголепова о том, что общий гидрохимический фон рудоносных растворов рассматриваемой территории создан за счет подземных вод экзогенного происхождения, представляется достаточно убедительным.

Итак, на средней стадии геосинклинального цикла геологического развития в верхних частях разреза земной коры экзогенные хлоридные воды распространены значительно меньше, чем на ранней стадии. Их место в разрезе переходит к мало минерализованным метеорным водам, инфильтрирующим по зонам тектонических нарушений. В качестве возможного примера месторождений, образованных с участием таких вод, можно привести флюоритовые месторождения Забайкалья, процесс формирования которых рассмотрен П. А. Котовым (1970) как результат взаимодействия поднимающихся по зонам разлома эндогенных парово-газовых фтороносных флюидов¹ и вод атмосферного происхождения, заполнявших трещинные полости. Основной источник Са в растворах усматривается в выщелачивании вмещающих пород гидрогеологических массивов. При этом глубина проникновения метеорных вод, игравших роль осадителя фтора, определяет положение нижней границы флюоритовой минерализации. Эта граница поднята в местах наименьшего дробления пород и опущена в зияющих трещинах, что привело к возникновению пилообразной формы продольного разреза флюоритоносных жил. Поскольку водообильность сообщающихся с поверхностью трещинных зон прямо зависит от масштабов поступления в эти зоны поверхностных вод, здесь стоит вспомнить впервые высказанное Н. М. Страховым (1963) положение о том, что одним из важнейших факторов, влиявших на процессы гидротермального рудообразования, были палеоклиматические условия, особенно годовая сумма осадков. Весьма интересные текстурно-структурные признаки, свидетельствующие о привносе минерального вещества в жильное пространство нисходящими водами, описаны В. С. Кормилициным и А. Д. Щегловым (1969) на флюоритовых и вольфрамитовых месторождениях Восточного Забайкалья.

Магмы средней стадии геосинклинального цикла имеют палингенное происхождение, состав их и порождаемых ими рудных месторождений в известной мере зависит от химизма переплавляемых пород (Смирнов, 1970₂); поэтому весьма интересной проблемой является судьба вод, содержащихся в переплавляемых породах. Значительное снижение температурных параметров формирования анатектических расплавов из-за присутствия водной фазы (тем более с растворенными хлоридами) хорошо известно. «Сухое» плавление в достижимых для земной коры условиях метаморфизма вообще вряд ли осуществимо (Винклер, 1969). Таким образом, воды, сохранившиеся в глубоко погруженных осадках, выступают как необходимое условие возникновения расплава. Если проплавляемые осадки формировались в обстановке повышенной солёности, то нет ничего удивительного в том, что не только послемагматические растворы, но и застывшие породы интрузивов будут содержать повышенные концентрации хлора. Интересный пример представляет, видимо, гранитоидный штот Провиденция в Мексике. Высказано предположение (Stol-

¹ Последнее не безусловно. Так, Г. И. Климовым (1968) показано, что источником F в характеризуемых месторождениях могут быть азотные термальные воды преимущественно экзогенного происхождения, отличающиеся от других вод наивысшими его концентрациями (до 10—26 мг/л). Исходя из того, что эти же слабо минерализованные воды металлоносны и обладают повышенными содержаниями W, Zr и других металлов, тот же автор делает предположение о возможности участия таких вод в формировании соответствующих рудных месторождений.

Iery et al., 1971), что формирование свинцово-цинковых руд прилегающего к нему района так или иначе связано с аномально высокими содержаниями Cl в штоке. Главные его концентраты, развитые во всей массе штока: биотит, содержащий 0,25—0,5% Cl , и кварц с газово-жидкими включениями исключительно большой солености (содержание NaCl в них превышает 40%). Авторы полагают, что высокое содержание Cl в интрузивах — достаточно распространенный случай, и предлагают использовать его в качестве поискового признака. Добавим, что тот же признак может быть рассмотрен как возможный показатель палингенного происхождения обладающих им гранитоидов.

Невольно возникает вопрос, можно ли безоговорочно считать ювенильными хлоридные и прочие воды, воспринятые формирующимися расплавами и отданные ими при охлаждении? Скорее всего, нет. Но нельзя и продолжать считать их экзогенными. Не вдаваясь в достаточно бесплодный спор, констатируем, что история погружающихся вместе с осадками хлоридных вод имеет продолжение в формировании не только метаморфогенных, но и магматогенных растворов. Вслед за А. А. Карцевым, С. Б. Вагиным и Е. А. Басковым (1969) автор причисляет метаморфогенные растворы к экзогенным, так как процесс их высвобождения из пород и минералов перекрывается с процессом отжатия седиментогенных вод. Экзогенные растворы, прошедшие магматический цикл, автор, придерживаясь традиции, продолжает называть ювенильными.

Отметим в заключение, что механизм восприятия формирующимися расплавами соленых вод, содержащихся в порах осадков, совершенно естествен, как естественно и последующее отделение (при понижении температуры и давления) такими расплавами рудообразующих хлоридных растворов. Эксперименты И. Д. Рябчикова и Д. Л. Хамилтопа (1971) показали, что ввиду неравномерности распределения во времени солевых концентраций хлоридных растворов, отделяющихся в ходе кристаллизации кислых магм, первые порции таких растворов будут значительно более концентрированными, чем последующие. Даже при значении отношения $\text{NaCl}/(\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}) = 0,05$ (т. е. при средней солевой концентрации растворов около 5%, что превышает обычную концентрацию морских вод всего в 1,5 раза) определенные порции хлоридной жидкости будут содержать не менее 70% NaCl . В другой работе И. Д. Рябчикова (1970) показано, что концентрация Zn в 20%-ном водном растворе NaCl , равновесном с гранитным расплавом, на порядок выше растворимости сфалерита. Охлаждение такого раствора (вне зависимости от его происхождения) вполне может послужить причиной рудоотложения.

На поздней стадии геосинклинального цикла геологического развития в связи с разнообразием источников рудообразующих веществ (подкорковые, коровые, немагматические) состав формирующихся месторождений подвержен наибольшим колебаниям. Магматизм и рудообразование на этой стадии осуществляются уже после завершения основных фаз складчатости (Смирнов, 1970₂); поэтому нет оснований ждать обводнения контролирующего оруденение в складчатых областях крупных разломов за счет отжимаемых из осадков седиментогенных хлоридных вод. Вопрос об источнике хлоридов в насыщающих трещинные зоны, главным образом метеорных, водах, как и вопрос об участии таких вод в формировании приурочиваемых к этой стадии геологического развития вулканогенных гидротермальных месторождений, ассоциированных с вулканами, представляет специальные проблемы. Их решение может быть сопоставимо с решением аналогичных проблем в областях развития современного вулканизма, где рудоносные растворы формируются главным образом за счет извлечения металлов из боковых пород водами метеорного происхождения, воспринявшими кислотные магматические эманации.

Как известно, общая минерализация таких «экзогенно-эндогенных» вод не превышает 70 г/кг (Набоко, 1970). Экзогенные хлоридные воды с общей минерализацией до 400 г/кг, генетически не имеющие никакого отношения к глубинным процессам, участвуют в формировании рудообразующих растворов месторождений поздней стадии геосинклинального цикла в случае пространственной приуроченности последних к наложенным впадинам, история развития которых включала периоды наземного упаривания морских вод. Недра таких впадин содержат скопления рассолов, захороненных вместе с осадками и получавших при тектонической активизации, часто сопровождавшейся магматизмом, возможность перемещения и связанной с ним мобилизации, а значит и переотложения, рудообразующих элементов из окружающих пород вплоть до формирования в них эпигенетических секущих рудных тел¹. Сказанному хорошо соответствует фациальная и парагенетическая связь стратиформных свинцово-цинковых месторождений (отчасти и меденосных толщ пестроцветной формации) с гипсоносными и соленосными породами (Попов, 1955; Davidson, 1966; Домарев, 1971). Проясняется и пространственная приуроченность стратиформных месторождений к прибортовым частям артезианских бассейнов: именно здесь в рассекающих напластование зонах тектонических нарушений происходит основная разгрузка пластовых вод. Здесь же осуществляется и обеспечивающая рудоотложение смена геохимических обстановок, в чем известную роль играют метеорные воды, инфильтрирующие в пласт с окружающих горных сооружений. При наличии в них гранитоидов такие маломинерализованные «встречные» волю могут быть ураноносными.

При дренировании зонами тектонических нарушений металлоносных рассолов из глубоко залегающих горизонтов вполне вероятно формирование близповерхностного пластового оруденения за счет кольматации тектонических зон минеральными новообразованиями и вызванной ею инфильтрации напорных рассолов в относительно проницаемые пласты.

Судя по всему, экзогенные хлоридные воды принимают участие не только в переотложении металлов в осадочных толщах, часто значительно оторванного по времени от первичного рудоосаждения, но и в первичном рудоосаждении. Так, Д. Уайт (1970) считает, что причиной сингенетичной концентрации металлов в осадочных породах может служить их привнос на океаническое дно концентрированными рассолами, выжатыми к поверхности осадконакопления при уплотнении осадков или под действием магматических сил. При достижении морского дна рассол, более плотный, чем морская вода, способен распространяться на очень большую площадь (особенно в легко проницаемых песках), формируя первичное, согласное с напластованием накопление руд. Сходные представления высказывались и автором (Павлов, 1969); причем особое внимание обращалось на то, что излив металлоносных рассолов в придонные участки моря, а также промыв ими рыхлых отложений в некоторых случаях вполне мог создать картину «синдиогенетического рудоотложения», в том числе с рудными псевдоморфозами по органическим остаткам. Так это или иначе, но определяющее значение экзогенных хлоридных вод в формировании конечного облика стратиформных свинцово-цинковых месторождений несомненно (Смирнов, 1970₂). Что касается меденосных толщ, особенно черносланцево-карбонатных формаций, которые не обнаруживают (как пестроцветные) пространственного тяготения к галогенным формациям, но которые «как правило, более или менее близко во времени и пространстве связаны с вулканогенно-осадочными и осадочно-вулканогенными толщами» (Домарев, 1971, стр. 55), то нам могут помочь понять их генезис эксперименты по сравнительному извлечению метал-

¹ Сущность и механизм такого процесса разобраны Н. М. Страховым (1962).

лов из пород разного типа в рассольные и солянокислые вытяжки. Так, В. И. Дворовым (1972) выявлено, что при прочих равных условиях (кипчение 1 час) концентрация Zn в рассольной вытяжке из сульфидизированных песчаников Челекена превышает такую же в солянокислой более чем в четыре раза; Си, наоборот, столь же предпочтительно накапливается в солянокислой вытяжке. Для Pb результаты не столь контрастны: рассольная вытяжка лишь в 1,5 раза богаче металлом, чем солянокислая. Уже на этих данных может быть построен вывод, что развитие вулканической деятельности должно способствовать избирательному по отношению к Zn извлечению Си в растворы.

При формировании свинцово-цинковых месторождений (как и при становлении магнетитовых месторождений) особая роль Си сопряжена не только с хорошо известной агрессивностью содержащих его термальных растворов, но и со способностью Си к комплексообразованию с Pb, Zn и Си. Обширная литература по вопросу приведена М. М. Константиновым (1963), Г. Л. Барном и Г. К. Чаманским (1970). Конечно, как и для Fe, это не единственный возможный способ переноса этих элементов в растворах. В частности, очень интересны карбонатная и бикарбонатная формы переноса, значение которых резко возрастает при наличии в растворах свободной окиси углерода. Необходимо отметить, что еще Зибенталем (Siebenthal, 1915) установлено, что в условиях избытка углекислоты Fe переходит в раствор даже при избытке H_2S . То же действие углекислоты оказывает на Pb и Zn, удерживая некоторые их количества в растворе и при наличии H_2S (Константинов, 1963).

Значительное повышение растворимости сульфата Ba и металлического Pb в присутствии NaCl известно (Константинов, 1963; Strübel, 1967). Как показал М. М. Константинов, растворимость Pb при этом дополнительно повышается присутствием в растворе Fe^{3+} . Достаточно вероятно, что дальнейшее изучение комплексной металлоносности хлоридных растворов с учетом взаимовлияния нескольких компонентов поможет дополнительно объяснить отмеченную В. И. Смирновым (1970₂) устойчивость проявления в стратиформных месторождениях одного и того же набора профилирующих металлов и сопутствующих им иногда компонентов. Заметим, что все эти металлы характерны и для гидротермально-метасоматических магнетитовых месторождений с наличием хлорной минерализации (или находятся с ними в определенной парагенетической связи), и для вулканогенных месторождений, и для современных рудоотлагающих рассолов типа Челекена и Красного моря. Все это, видимо, в значительной мере обусловлено именно хлоридным составом растворов, что определяет и качественный состав воспринимаемых ими компонентов. Неожиданные «точки соприкосновения» магнетитовых месторождений и медистых сланцев проявляются в послерудных кобальтово-арсенидных жилах, иногда обнаруживаемых в тех и других месторождениях.

Привлечение хлоридных растворов открывает некоторые новые пути для объяснения генезиса магнетитовых и сидеритовых залежей, отмеченных В. И. Смирновым к классу плутоногенных гидротермальных месторождений, формирующихся на поздней стадии геосинклинального цикла, и намечает существование парагенетической связи между ними. Так, экспериментами Иоханнеса (Johannes, 1969) установлено, что в системе $Mg^{2+}-Fe^{2+}-Co_3^{2-}-Cl^2-H_2O$ при одинаковых исходных составах растворов и различных температурах получают весьма различные соотношения магнетитовой и сидеритовой составляющих в образующихся кристаллах карбоната. При этом более высокие температуры способствуют отложению $MgCO_3$, более низкие — $FeCO_3$. В результате при температурах, превышающих $350^\circ C$, обогащенные железом растворы оказываются сосуществующими с убогими по его содержанию отложениями. Иоханнес пришел к выводу, что различия температур всего в

50—100° достаточно, чтобы одни и те же растворы отложили метасоматические месторождения и сидерита и магнезита. Он отмечает также, что все это хорошо разъясняет сходство морфологии тех и других месторождений и то, почему карбонаты Fe отлагаются в более высоких горизонтах, чем карбонаты Mg. Исследование с таких позиций, например совокупности известных Бакальского и Саткинского месторождений, изучавшихся до сих пор раздельно, могло бы быть весьма интересным и обосновать в перспективе реальность поисков магнезитовых месторождений как дополнения к сидеритовым.

Обращаясь к причинам зонального отложения сульфидов в стратиформных месторождениях (вплоть до отложения разных металлов в разных стратиграфических горизонтах), отметим как, видимо, наиболее значимую — различие в устойчивости комплексных форм разных металлов. Именно так объясняет В. И. Дворов (1972) встречаемые на Челекене явления осаждения Zn из металлоносного хлоридного рассола сероводородом, в то время как Pb (связанный в более прочный, чем Zn, хлоридный комплекс) остается в растворе.

Платформенный этап. Нижние этажи платформенного чехла (как и наложенных впадин), содержащего галогенные отложения, имеют скопления концентрированных хлоридных рассолов (Зайцев, Басков, 1969), находящиеся под большим давлением. Возможности для их массивной разгрузки возникают в ходе развития процессов тектонической активизации. По подсчетам Е. А. Баскова (1968), количество высококонцентрированных рассолов в отложениях нижнего кембрия и подстилающих их толщх южной части Сибирской платформы огромно — более 100 млн. м³ на площади 1 км².

Интенсивная магматическая деятельность, происходившая на Сибирской платформе в нижнетриасовую эпоху, сопровождалась внедрением и излиянием на поверхность огромных объемов трапповой магмы. Над ее колоннами, поднимающимися по крупным разломам, часто возникали трубки взрыва, создававшие в еще большей степени, чем разломы, возможность для разгрузки рассолов глубоких водоносных горизонтов. При этом перераспределение огромного количества тепла, привнесенного в осадочный чехол трапповой магмой, было связано главным образом с особенностями циркуляции подземных вод. Последние рассматриваются Е. А. Басковым как рудообразующие экзогенные гидротермы с общей минерализацией 200—400 г/кг. По солевому составу они близки к высокотермальным хлоридным рассолам, вскрытым в 1962 г. в Южной Калифорнии. В целом выполненные этим автором палеогидрогеологические исследования позволили ему обосновать для южной части Сибирской платформы участие таких рассолов в процессах формирования развитой там разнообразной гидротермальной минерализации (месторождения магнетитовые, полиметаллические, исландского шпата). Работы по региону, появляющиеся в печати после исследований Е. А. Баскова и игнорирующие такое участие, много теряют в убедительности своих генетических выводов. Так, в интересной и богатой фактическим материалом монографии Н. И. Андрусенко (1971), посвященной минералогии и генезису исландского шпата Сибирской платформы, безоговорочно утверждается, что высокая концентрация хлоридов во включениях этого минерала (450—80 г/л) служит прямым свидетельством его эндогенного происхождения.

Концентрированные напорные рассолы нижних гидродинамических этажей Сибирской платформы получали возможность разгрузки в связи с развитием не только траппового, но и кимберлитового магматизма. Их воздействие на кимберлиты привело к гидротермальным преобразованиям этих пород, в частности к их серпентинизации, продолжающей процесс, начатый в более глубоких условиях (Павлов, Илупин, 1973). Интересно отметить, что постановку соответствующего исследования

вызвало широкое развитие на глубоких горизонтах трубок галита: «Мир» и «Удачная». Обычное его содержание здесь близко 1,5 вес. %.

Выше разбирались обстоятельства, связанные с участием рассолов в формировании стратиформных месторождений Pb, Zn и Cu, приурочиваемых к поздней стадии геосинклинали цикла. Все, о них сказанное, справедливо и для месторождений платформенного этапа. Близкой к проблеме генезиса стратиформных месторождений оказывается и тема о происхождении пластовых месторождений золота типа Витватерсранда и некоторых месторождений Сибири. Дэвидсон (Davidson, 1966) в докладе на Втором международном симпозиуме по проблемам эндогенного рудообразования подошел к ним как к эпигенетическим супергенным образованиям, возникшим вследствие циркуляции химически активных пластовых подземных вод, выщелачивавших рассеянное золото в начале своего пути и фиксирувавших его на участках рудообразования (Смирнов, 1967).

Как явствует из проведенного А. В. Щербаковым (1963, 1968) палео-гидрогеологического анализа времени формирования ртутно-сурьмяной минерализации Донбасса, в отложении этих металлов также повинны экзогенные хлоридные воды.

В целом с концентрированными хлоридными растворами экзогенного происхождения связана вполне определенная гамма рудообразующих компонентов, бесспорно возглавляемая наименее прихотливым к условиям извлечения Fe, за которым (в произвольном за недостатком данных порядке) следуют Mn, Pb, Zn, Cu, Ag, As, Sb, Hg, возможно Au и др. Помочь подойти к решению вопроса об источнике их в рудных залежах может в каждом отдельном случае выяснение результатов взаимодействий типа раствор — порода. Такие исследования должны опираться на конкретные данные по составу пород и подземных вод времени рудообразования, на данные о путях их палеоциркуляции, а также на возможные параметры взаимодействия.

Сделанный обзор дает нам право прийти к заключению, что экзогенные хлоридные воды проявляются на всех стадиях геосинклинали цикла геологического развития и на его платформенном этапе. При этом они оказываются значимым компонентом рудоносных растворов для всех трех выделенных В. И. Смирновым (1970₂) групп источников металлов в рудах: ювенильных, ассимиляционных и фильтрационных. Нет ничего противоземного ни в перетолжении заведомо ювенильных компонентов из остывающих базальтоидных интрузивов водами экзогенного происхождения, ни в существенном, подчас определяющем участии таких вод в составе гидротермальных рудообразующих растворов. Последнее положение в общем виде достаточно признано, но в применении к конкретным природным объектам еще далеко от разработки и требует углубленных комплексных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусенко Н. И. Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. Изд-во «Недра», 1971.
- Барнс Г. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов. — В кн. «Геохимия гидротермальных рудных месторождений». Под ред. Барнса. Изд-во «Мир», 1970.
- Басков Е. А. Палеогидрогеологические условия формирования гидротермальной минерализации в юго-западной части Сибирской платформы. — Материалы по гидрохимии и поисковой гидрогеологии (Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1968, 134).
- Боголепов В. Г. К проблеме серпентинизации ультраосновных пород. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 4.
- Боголепов В. Г. О роли подземных вод в образовании гидротермальных месторождений Центрального Казахстана. — Докл. АН СССР, 1969, 187, № 6.
- Буриштар М. С., Назаров Д. А., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. О методике палеотектонического анализа. — Сов. геология, 1969, № 9.

- Варенцов И. М., Степанец М. И. Эксперименты по моделированию процессов выщелачивания марганца морской водой из вулканических материалов основного состава.— Докл. АН СССР, 1970, 190, № 3.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Изд-во «Мир», 1969.
- Гаврилов А. А. Эксплазивно-осадочное рудо накопление марганца (на примере Урала и Казахстана). Изд-во «Недра», 1972.
- Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 6.
- Денискина Н. Д., Калинин Д. В. О генезисе амфиболовых асбестов в свете экспериментальных данных.— В сб. «Экспериментальные исследования по минералогии (1969—1970 гг.)». Новосибирск, 1971.
- Домарев В. С. Типы месторождений медистых песчаников.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 1.
- Зайцев И. К., Басков Е. А. Основные черты гидрохимической зональности платформенных областей и ее значение для изучения вторичного изменения осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Иванов С. Н. О гидротермально-осадочном рудообразовании (рецензия на книгу Н. С. Скрипченко).— Геол. рудн. месторожд., 1968, № 1.
- Иванов С. Н. О динамике ювенильных растворов (рецензия на книгу А. А. Пэка).— Геол. рудн. месторожд., 1969, № 3.
- Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А. Палеогидрогеология. Изд-во «Недра», 1969.
- Климов Г. И. О возможных источниках фтора и кальция низкотемпературных проявлений флюорита.— В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3 (5). Чита, 1968.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. Изд-во АН СССР, 1963.
- Кормилицын В. С., Щеглов А. Д. Некоторые вопросы теории эндогенного рудообразования и их роль в решении задач прикладной геологии.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. 5. Основные проблемы геологии. Изд-во «Недра», 1969.
- Котов П. А. О характере участия вадозных вод при формировании флюоритовых гидротермальных месторождений.— Докл. АН СССР, 1970, 194, № 5.
- Набоко С. И. Случай газового фторметасоматоза при активном вулканизме.— Геохимия, 1957, № 5.
- Набоко С. И. Две генетические группы вулканических вод и их минерало- и рудообразующее значение.— В сб. «Современные минералообразующие растворы» (тезисы докладов симпозиума). Петропавловск-Камчатский, 1970.
- Павлов Д. И. К вопросу о рудной минерализации, петрографии, распределении главных металлов и примесей в медистых сланцах юго-западных предгорий Гарца (рецензия на книгу Г. Книшкне).— Новые книги за рубежом, 1969, № 1.
- Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод.— Автореф. докт. дисс. М., 1971.
- Павлов Д. И., Рябчиков И. Д. Извлечение железа при взаимодействии долерита с концентрированными хлоридными растворами в условиях высоких температур и давлений.— Докл. АН СССР, 1970, 195, № 3.
- Павлов Д. И., Илупин И. Т. Галит в кимберлитах Якутии, его соотношения с серпентином и вопрос об источнике отложивших его растворов.— Докл. АН СССР, 1973, № 6.
- Попов В. М. О фациальной и парагенетической связи медоносных толщ с гипсоносными и соленосными отложениями.— Труды Ин-та геол. АН Кирг. ССР, 1955, вып. VI.
- Рябчиков И. Д. Содержание цинка в хлоридных растворах, равновесных с минералами гранитоидов в условиях повышенных температур и давлений.— Докл. АН СССР, 1970, 194, № 6.
- Рябчиков И. Д., Хамилтон Д. Л. О возможности отделения концентрированных хлоридных растворов в ходе кристаллизации кислых магм.— Докл. АН СССР, 1971, № 4.
- Смирнов В. И. На международном симпозиуме в Шотландии по проблемам эндогенного рудообразования.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 6.
- Смирнов В. И. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Под ред. Х. Барнса. Предисловие к русскому изданию книги. Изд-во «Мир», 1970.
- Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ.— В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IX. Изд-во «Наука», 1970.
- Соколов Г. А. Развитие теории эндогенного рудообразования и научных основ прогноза эндогенного оруденения.— В сб. «Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии», т. I. Изд-во «Наука», 1969.
- Соколов Г. А., Павлов Д. И. Об условиях формирования и локализации Тургайских магнетитовых месторождений.— «Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья» (материалы рабочего совещания). Кустанай, 1970.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. Закономерности состава и размещения аридных отложений. Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.

- Такеноучи С., Кеннеди Дж. К. Растворимость углекислоты в растворах при высоких температурах и давлениях.— В сб. «Термодинамика постмагматических процессов». Изд-во «Мир», 1968.
- Таусон Л. В., Анфилогов В. Н., Коваленко В. И., Козлов В. Д., Кузьмин М. И., Трошин Ю. П. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов.— В сб. «Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов». Симпозиум, ч. 1, доклады, Иркутск, 1970.
- Тепловой режим недр СССР.— Труды ГИН АН СССР, 1970, вып. 218.
- Трошин Ю. П. Этапность гидротермального процесса при формировании месторождений Хапчерангинского рудного узла.— Ежегодник по работам 1970 г. Иркутск, 1971.
- Уайт Д. Э. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками.— В кн. «Геохимия гидротермальных рудных месторождений». Под ред. Х. Барнса. Изд-во «Мир», 1970.
- Щербаков А. В. Основные палеогеогеохимические черты Большого Донбасса.— В кн. «Геохимия подземных вод районов Европейской части СССР». Изд-во «Наука», 1963.
- Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. Изд-во «Наука», 1968.
- Davidson C. F. Some genetic relationships between ore deposits and evaporites.— Trans. Inst. Min. and Metall., 1966, 75.
- Johannes W. Siderit — Magnesit Mischkristallbildung im System Mg^{2+} — Fe^{2+} — CO_3^{2-} — Cl_2^- — H_2O .— Contr. Miner. and Petrol., 1969, 21.
- Siebenthal C. Zinc and lead deposits of the Joplin region, Missouri, Kansas and Oklahoma.— Bull. US Geol. Survey, 1915, N 606.
- Stollery G., Borcsik M., Holland H. Chlorine in intrusives: a possible prospecting tool.— Econ. Geol., 1971, 66, № 3.
- Strübel G. Zur Kenntnis und genetischen Bedeutung des Systems $BaSO_4$ — $NaCl$ — H_2O .— N. Jb. Miner., Mh, 1967.

О РОЛИ КОЛЛОИДОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

И. Н. Кизай

Колломорфные минеральные агрегаты весьма широко распространены в самых разнообразных эндогенных и экзогенных природных образованиях, и им посвящена обширная литература. Многие исследователи, описывавшие такие агрегаты, нередко рассматривали уже самоё их форму как признак отложения в виде гелей. Однако в ряде работ Д. П. Григорьев (1953, 1961) справедливо обратил внимание геологов на то, что типичные колломорфные агрегаты могут возникать и при кристаллизации из истинных растворов и что только форма таких агрегатов не является достаточным критерием участия коллоидов в минералообразовании. Возможность образования фестончатых колломорфных агрегатов путем сферолитового роста без прохождения стадии геля была показана на основании тонких структурных наблюдений в серии работ Ю. М. Дымкова (1957, 1960, 1962, 1966). Отсюда ясно, что давно назрела необходимость строгого пересмотра критериев гелевого происхождения минеральных агрегатов с учетом данных современной коллоидной химии, экспериментов по выращиванию сферолитов и накопленных геологами за последние годы результатов детального изучения текстур и структур руд.

Настоящая статья не претендует на полноту охвата проблемы и литературы по ней, но все же может рассматриваться как одна из новых попыток продвинуться вперед в решении рассматриваемого вопроса. В основу статьи положены результаты детального исследования руд Лифудзинского оловорудного месторождения в Южном Приморье. Исследования проводились автором в 1954—1960 гг. под руководством члена-корреспондента АН СССР О. Д. Левицкого и дополнены последующим анализом разнообразной литературы по рассматриваемому вопросу. Несколько приведенных в статье иллюстраций заимствовано из неопубликованных материалов, любезно переданных автору Э. Г. Дистановым, изучавшим Лифудзинское месторождение в 1952 г. Автор рад случаю выразить Э. Г. Дистанову свою искреннюю признательность.

О НЕКОТОРЫХ ОСНОВНЫХ ТЕРМИНАХ, ОТНОСЯЩИХСЯ К КОЛЛОМОРФНЫМ АГРЕГАТАМ

Количество различных терминов, которыми обозначаются колломорфные агрегаты, чрезвычайно велико. Сюда относятся такие термины, как сферический, фестончатый, гроздевидный, почковидный, натечный, сталактитовый, соцевидный, фрамбоидальный и многие другие. Как известно, Роджерс предложил общий термин «колломорфный» (colloform) «для округлых, более или менее сферических агрегатов, сложенных коллоидными и метакolloидными веществами в открытых полостях» (Rogers, 1917, стр. 518). Линдгрэн (Lindgren, 1925) распространил указанный термин и на минеральные образования сферического облика,

возникающие в результате так называемого «гелевого метасоматоза». Бастин предложил называть колломорфными не только «округлые, более или менее сферические агрегаты», а вообще любые агрегаты, форма или структура которых указывает на первоначальное отложение вещества в коллоидном состоянии (Bastin, 1951).

В связи с тем, что по форме или структуре агрегатов далеко не всегда можно судить об их гелевом происхождении, целесообразно применять термин «колломорфный» вообще как чисто морфологический, не придавая ему генетического смысла. Для агрегатов, гелевое происхождение которых доказано, можно применять введенный Уэрри (Wherry, 1914) генетический термин «метаколлоидный». При таком толковании терминов можно будет говорить о колломорфных агрегатах как кристаллизационного, так и гелевого происхождения.

В качестве наиболее общего термина для обозначения формы агрегатов рассматриваемого типа Д. П. Григорьев (1953) предлагает термин «натечный» (вместо «колломорфный»); однако в ходе образования многих таких агрегатов (например, сферолитов) никакого натекания не происходило. Натечными целесообразно называть только такие колломорфные агрегаты, которые возникали в результате послойного отложения гелевого или кристаллического вещества из протекающего раствора и на форму которых так или иначе влияли сила тяжести и (или) направление течения раствора. К колломорфным в общем случае следует относить все гелевые или кристаллические агрегаты, характеризующиеся сферическими, округлыми (хотя бы и не повсеместно), коническими, цилиндрическими и неровно-волнистыми границами или поверхностями нарастания и возникающие как путем отложения вещества в открытых полостях, так и метасоматически. В диффузионных образованиях соответствующую форму должны иметь границы раздела между зонами различного состава или различной степени кристалличности.

Для ясности дальнейшего изложения представляется целесообразным изложить принятую автором схематическую классификацию колломорфных минеральных агрегатов.

1. Индивидуализированные сферические агрегаты шаровой, эллипсоидальной, секториальной и т. п. формы:

а) глобулы и бобовины — шаровидные и эллипсоидальные агрегаты однородного внутреннего строения, причем к глобулам относятся агрегаты мелкого размера (диаметром менее 1 мм), а к бобовинам — более крупные;

б) оолиты — шарообразные, эллипсоидальные, сегментарные и т. п. агрегаты концентрического или спирально-концентрического строения, обусловленного послойным отложением вещества или неравномерной раскристаллизацией геля;

в) сферолиты — сферические и секториальные (неполные сферические) агрегаты с радиально-лучистым строением;

г) метаоолиты — оолиты, отдельные концентры которых имеют радиально-лучистое строение.

2. Натечные агрегаты:

а) сталактитовые и сосцевидные;

б) дюновидные (термин Л. М. Лебедева, 1965) и неправильные круго-стификационно-корковые агрегаты, на форму и строение которых оказывали влияние сила тяжести и (или) направление течения раствора;

в) гроздевидные агрегаты (возможно, хотя бы часть их следует отнести к группе натечных образований).

3. Трубочатые и разветвленно-трубочатые агрегаты микроскопического размера — так называемые осмотические, или «мембранные», трубки (Чухров, 1955), известные у американских химиков под названием tube forms (Hauser, Lynn, 1940).

4. Агрегаты сложного строения:

а) фронтально-фестончатые, крустификационные и метасоматические агрегаты, возникающие при облекании новыми слоями вещества сближенных оолитов или сферолитов, нарастающих на стенку трещин или растущих метасоматически в сторону от трещины;

б) объемно-фестончатые агрегаты, возникающие (при гелевом или кристаллизационном метасоматозе, а также при диагенетических процессах в сплошных массах гелей) в результате всестороннего облекания новыми «слоями» вещества сближенных оолитов или сферолитов, возникших раньше;

в) фрамбоидальные агрегаты — шаровидные скопления глобуль или оолитов (Bastin, 1951) ¹.

Некоторых дополнительных комментариев требуют термины «оолит» и «сферолит», поскольку в отношении их толкования в литературе нет полного единообразия. Зарубежные геологи (Cloos, 1947) сферические агрегаты концентрического строения называют оолитами (oöolith), радиально-лучистые — сферолитами, те и другие вместе — ооидами, а породу, состоящую из таких ооидов, — oölite, что на русский язык также может быть переведено словом «оолит». В русской литературе оолитами (по аналогии с термином «сферолит») чаще называют только сферические агрегаты, а не породу (Заварицкий, 1929). В то же время некоторые кристаллографы к сферолитам относят сферические образования концентрического и спирально-концентрического строения (Бакли, 1954). Все же сферолитами целесообразно называть сферические агрегаты с отчетливым радиально-лучистым строением, а к оолитам относить только агрегаты с хорошо проявленной концентрической и спирально-концентрической структурами, но без заметного радиально-лучистого строения. Для оолитов с зачаточным радиально-лучистым строением в классификации, принятой автором, предложен термин «метаоолиты».

По свидетельству Ф. В. Чухрова (1955), оолиты размером более 2 мм принято называть пизолитами. Поскольку принципиальных генетических различий между оолитами (<2 мм) и пизолитами не наблюдается, сохранение второго термина вряд ли целесообразно, и оолитами вслед за американскими геологами удобно называть сферические агрегаты концентрического строения независимо от их размеров, как принято для сферолитов.

МОРФОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ КОЛЛОМОРФНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЛИФУДЗИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ²

Из всех многочисленных минералов и их отдельных генераций, развитых в жилах месторождения, колломорфные выделения свойственны относительно немногим. Наиболее характерны они для касситеритов I и II, кварца I. Из минералов второй и третьей стадий колломорфный облик имеет только метасоматический тюрингит третьей стадии. Реже колломорфный облик имеют пирит, марказит, мельниковит, сидерит и исключительно редко — кварц, отлагавшиеся в четвертую и пятую стадии. В данной статье рассматриваются в основном касситерит и кварц первой стадии.

На месторождении встречаются колломорфные выделения следующих видов: фронтально-фестончатые и объемно-фестончатые агрегаты, глобулы, оолиты, метаоолиты и сферолиты. Глобулы и объемно-фестончатые агрегаты будут описаны позже, в разделе о гелевом метасоматозе. Остальные упомянутые агрегаты встречаются в жилах заполнения, и к описанию их мы переходим. Рассматриваемые колломорфные образова-

¹ Л. М. Лебедев (1965) такие агрегаты предлагает называть глобулитами.

² Геологическое строение, минеральный состав руд и генезис Лифудзинского месторождения освещены в другой работе (Кигаи, 1966).

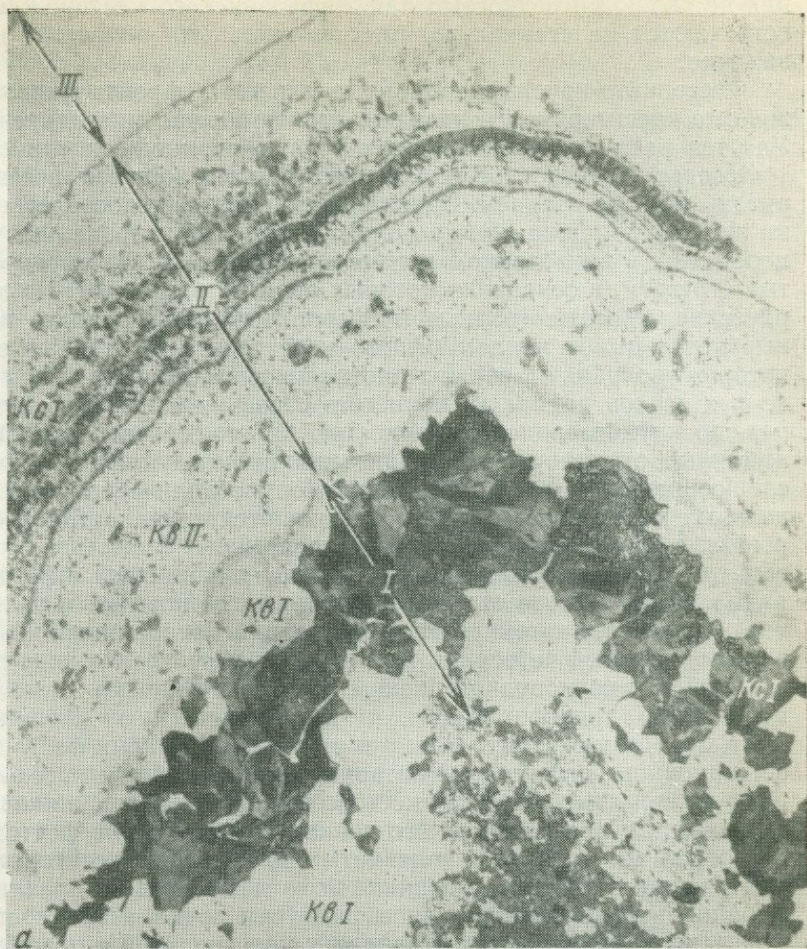
ния не являются редкостью для Лифудзинского месторождения и часто встречаются на стенках реликтовых жильных полостей и в раздувах жил.

Фестончато-крустификационные агрегаты фронтального типа, сложенные касситеритом и кварцем, имеют обычно многоярусное строение. Удаётся различать три крупных крустификационных «яруса» (фиг. 1).

Первый «ярус» сложен колломорфным и кристаллическим касситеритом, а также кварцем. Касситерит нарастает непосредственно на стенки жильных трещин или на обломки турмалинизированных вмещающих пород, как в приведенном примере (см. фиг. 1). Он образует фестончатые агрегаты, в основании которых нередко встречаются отдельные сферические агрегаты (оолиты и сферолиты). Наблюдались все постепенные переходы от колломорфного касситерита I, отдельные концентры которого сохраняют скрытокристаллическое строение при отсутствии всяких следов радиально-лучистого строения в них и в других концентрах, до крупнозернистых полностью кристаллических сростков. Промежуточные стадии раскристаллизации индивидуальной почки (оолита) следующие: а) колломорфный скрытокристаллический касситерит, в отдельных концентрах которого развиваются сначала тонкозернистые агрегаты с изометричными зернами, а позже — радиально-лучистые агрегаты; б) более поздний колломорфный почковидный агрегат полностью радиально-лучистого строения; в) еще более поздний и более крупнолучистый агрегат, путем раскристаллизации превращающийся постепенно в секториальный четверник или тройник касситерита, еще приспособляющийся к почковидной внешней форме первоначального агрегата, но постепенно приобретающий и кристаллическую внешнюю огранку (фиг. 2). Промежуточные стадии раскристаллизации фестончато-крустификационного агрегата касситерита те же, что и у отдельного оолита, если не считать того, что вместо секториальных тройников и четверников здесь на месте отдельного почковидного участка фестона возникает своеобразный комплекс коленчатых двойников касситерита, имеющий вид ельника на холме: вершины всех двойников направлены наружу, двойниковые швы параллельны радиусам почки, а спайность индивидов ориентирована примерно параллельно касательной к поверхности фестона (фиг. 3). В конечном счете на месте колломорфного касситерита образуются или крупнозернистый агрегат, не несущий никаких следов колломорфного строения, или крупные зональные кристаллы касситерита.

Раскристаллизованный в различной степени касситерит первого «яруса» замещается кристаллическим кварцем I, в первую очередь со стороны зальбанда. В связи с тем, что кварц образует как бы подложку под незамещенным касситеритом I, первоначально создается впечатлительное нарастание касситерита на кварц. Однако при сохранении замещаемым касситеритом концентрически-зонального строения отчетливо видно, как идиоморфные зерна кварца «съедают» концентры касситерита (фиг. 4). При замещении уже раскристаллизованного касситерита хорошо наблюдается использование кварцем спайности касситерита в процессе замещения. Строгого облекания концентрически-зональным колломорфным касситеритом идиоморфных кристаллов кварца I не наблюдается.

Концентрическое строение колломорфного касситерита I хорошо наблюдается благодаря чередованию зон скрытокристаллического касситерита с зонами слабо раскристаллизованного криптокристаллического или радиально-лучистого касситерита. В центральных частях оолитов или фестончатых агрегатов отдельные концентры строго параллельны друг другу и границы между ними обычно нерезкие (при отсутствии радиально-лучистого касситерита в концентрах), что позволяет предполагать диффузионную природу зональности. В то же время в перифери-



Фиг. 1. Сложный почковидный крустификационный агрегат трехъярусного строения; прозр. шлиф, увел. 5, без анал. (а), николи+(б)

В центре почки — околожильный кварц-турмалиновый метасоматит (*Тур* — турмалин) с вкрапленностью касситерита, замещаемый кварцем I (*Кв I*). Далее следуют (от зальбанда к осевой части жилы заполнения): I ярус — полнокристаллический агрегат метакolloидного касситерита I (*Кс I*), состоящий из множества коленчатых двойников, ориентированных острыми углами наружу, и замещаемый крупнокристаллическим кварцем I; по периферии яруса в кварце видны фестончатые полосы включений, унаследованных от замещенного колломорфного касситерита; II ярус — скрытокристаллический колломорфный касситерит II (*Кс II*), замещаемый мелкозернистым мозаичным кварцем II (*Кв II*); III ярус — крупнокристаллический кварц II, переходящий за пределами снимка в друзовый кварц, на который нарастают кристаллы арсенопирита и касситерита III

ческих частях агрегатов касситерита I иногда устанавливаются признаки несомненного последовательного отложения слоев геля: радиусы сферолитовых концентров в различных пачках concentрических слоев отличаются между собой.

В этих же периферических частях оолитов и колломорфных фестончатых агрегатов изредка наблюдаются своеобразные гроздевидные или неправильной, но симметричной формы агрегаты кварца, заключенные в массу слабо раскристаллизованного скрытокристаллического касситерита с concentрической структурой. В таких кварцевых агрегатах видны concentрические полосы включений, причем радиус концентров меньше радиуса концентров вмещающей кварц касситеритовой почки и центр дуг концентров в кварце располагается близ вершины расширя-

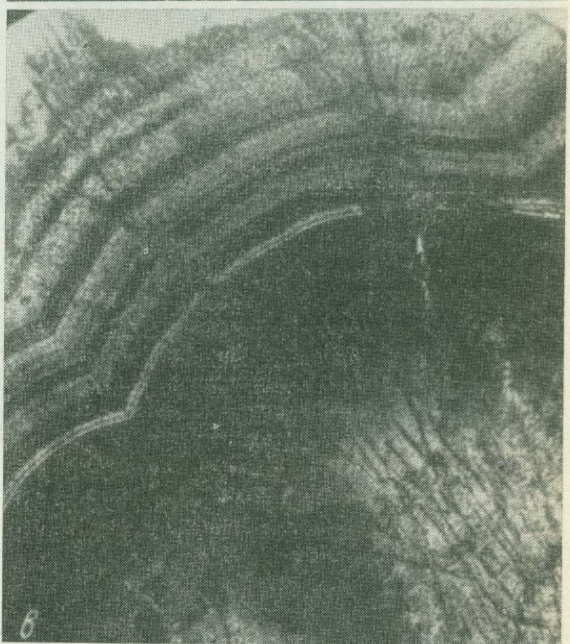
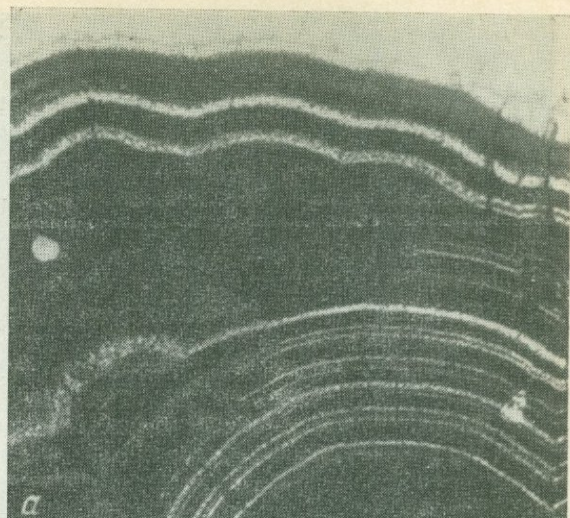


ющегося к периферии гроздевидного кварцевого агрегата (фиг. 5). Указанные особенности позволяют достаточно уверенно предполагать, что кварцевый агрегат возник в результате перекристаллизации секториального сферолита халцедона, росшего одновременно с отложением слоев геля двуокиси олова. Гроздевидная форма агрегата халцедона могла возникнуть в связи с закономерным периодическим изменением соотношения скорости отложения слоев геля и скорости роста сферолита.

Интересно, что гроздевидные и иные по форме агрегаты халцедона, росшие одновременно с отложением геля двуокиси олова, располагаются исключительно в периферических частях крустификационных агрегатов и индивидуальных оолитов касситерита I и несколько предшествуют массовому отложению раннего кварца первой стадии (кварца I). Это хорошо согласуется со сделанным ранее (Кигаи, 1966) выводом о том, что источником кремнезема в гидротермальных растворах были вмещающие породы. Это доказывается выносом кремнезема из вмещающих пород в ходе предшествовавших рудоотложению окolorудных изменений и закономерной последовательностью отложения минералов в первую стадию: в начальные моменты в жилах происходило отложение одного касситерита, и лишь затем по мере обогащения растворов выщелачиваемым кремнеземом появляются отдельные сферолиты халцедона,

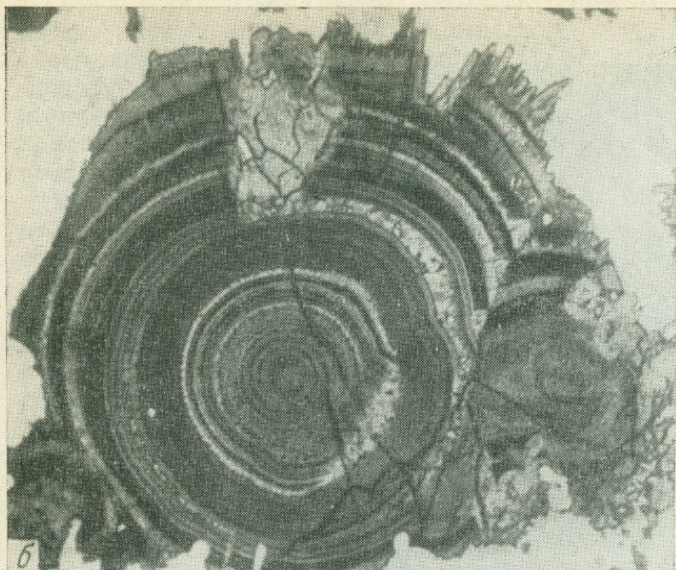
Фиг. 2. Некоторые последовательные ступени метаморфизма почковидных гелевых агрегатов касситерита. Прозрачные шлифы

a — скрытокристаллический касситерит, подвергшийся точечной раскристаллизации вдоль некоторых центров (увел. 70, без анал.); *b* — метакolloидный оолит касситерита с реликтами скрытокристаллического вещества, но уже частично приобретший радиально-лучистое строение (увел. 40, без анализатора); *в* — деталь строения колломорфной почки касситерита, превращающейся в радиально-лучистый агрегат (увел. 90, без анал.); *г* — округлый сложно сдвойникованный секториальный агрегат касситерита, возникший на месте оолита (увел. 30, никели +). Фото *b* и *в* сделаны Э. Г. Дистановым



растущие одновременно с отложением геля двуокиси олова. В дальнейшем отложение касситерита I прекращается и сменяется отложением в жилах турмалина наряду с массовой кристаллизацией кварца I, частично замещающего в различной степени раскристаллизованный касситерит, а также перекристаллизацией сферолитов халцедона.

Структуры одновременного роста сферолитов одного минерала в колломорфных агрегатах другого минерала (минерала-хозяина) впервые и, по мнению автора, убедительно были продемонстрированы Ю. М. Дымковым (1957, 1960, 1962, 1966), а несколько позже — А. Д. Генкиным (Бетехтин и др., 1964, стр. 523—525). Однако структуры одновременного роста не свидетельствуют о сферолитовом росте обоих минералов, т. е. и минерала-включения и минерала-хозяина. Бесспорен лишь вывод о сферолитовом росте минерала-включения, но в описанном нами случае минерал-хозяин отлагался первоначально в виде геля, что, как будет показано ниже, устанавливается достаточно надежно. Критерии, позво-



ляющие отличать случаи совместного роста двух сферолитов разного состава от случаев роста сферолитов одновременно с отложением гелевых образований другого минерала, будут подробно рассмотрены позднее. Здесь следует только привести весьма интересный случай деформации слоев геля двуокиси олова между сближенными сферолитами халцедона (фиг. 6); причем эта деформация несет на себе характерные черты деформации вязкого гелеподобного вещества, и наблюдающийся изгиб центров скрытокристаллического касситерита трудно объяснить, если исходить из предположения о сферолитовом росте касситерита (минерала-хозяина) ¹.

¹ Отличительные особенности деформации вещества в вязком (гелеобразном) состоянии, упоминаемые в этом разделе, будут подробнее рассмотрены ниже в разделе о критериях гелевого происхождения коллоидных агрегатов.



Фиг. 3. «Ельник» из колеччатых двойников касситерита в периферической части метакolloидного агрегата (прозрач. шлиф, увел. 30, николи+)



Фиг. 4. Колломорфный касситерит I (Kc I), замещаемый идиоморфными кристаллами кварца I (Kв I) и пересекаемый жилкой позднего хлорита (Хл) (прозрач. шлиф, увел. 20, без анал.)

— вазон (микрокристаллы) могут в значительном количестве присутствовать в
 агрегатах и жилах гидротермальных пород, особенно в тех, где преобладают
 коллоидные хлоритовые и кварцевые агрегаты.

Раскristаллизация геля двуокиси олова (скрытокристаллического касситерита I) происходила до выделения кварца I и ранее отложения скрытокристаллического касситерита II, о чем свидетельствуют как замещение ранним кварцем кристаллического касситерита I, так и нарастание скрытокристаллического касситерита II на хорошо образованные кристаллы касситерита I со строгим крустификационным облеканием последнего колломорфным касситеритом II (фиг. 7).

На определенной стадии диагенеза, очевидно, сосуществовали еще пластичный гель и растущий под слоем геля кристаллический, в частности радиально-лучистый, касситерит. Раскristаллизация геля первоначально происходила вдоль концентров, но затем появлялись радиально-лучистые агрегаты сферолитового типа, которые иногда (но не всегда) начинали расти с наиболее «старых» слоев геля. При неравномерном росте таких радиально-лучистых агрегатов еще нераскristализованные слои геля претерпевали своеобразную флексуроподобную дислокацию (фиг. 8).

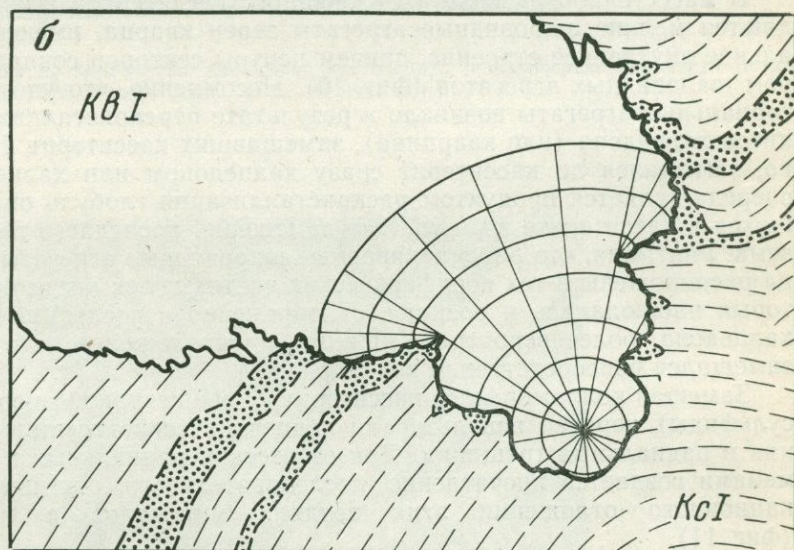
В основании фронтально-фестончатых крустификационных агрегатов касситерита I, как уже указывалось, встречаются изолированные сферические агрегаты колломорфного касситерита. Чаще всего это типичные оолиты, не обладающие радиально-лучистым строением. В местах соприкосновения двух или более оолитов (фиг. 7 и 9) последние обнаруживают признаки деформаций в вязком состоянии.

В массе слабо раскristализованного касситерита I иногда наблюдаются мелкие шаровидные агрегаты зерен кварца, имеющие секториальное внутреннее строение, причем центры секторов совпадают с центром шаровидных агрегатов (фиг. 10). Несомненно, что упомянутые секториальные агрегаты возникли в результате перекристализации сферолитов халцедона (или кварцина), замещавших касситерит. Неясно только, замещался ли касситерит сразу халцедоном или халцедон в свою очередь является продуктом раскristализации глобуль опала, появившихся в касситерите в результате замещения последнего гелем кремнезема. Учитывая, что рассматриваемые шаровидные агрегаты зерен кварца расположены в тех периферических частях почек касситерита I, в которых наблюдались и росли одновременно с последним сферолиты халцедона, более вероятным кажется предположение, что касситерит замещался непосредственно халцедоном.

Замещая колломорфный касситерит, более поздние минералы (кварц, сульфиды) нередко использовали концентрические трещинки отслаивания и радиальные трещинки. При отсутствии радиальных просечек временами создается впечатление последовательного ритмично-крустификационного отложения этих поздних минералов с касситеритом (фиг. 11).

Подобное чередование концентров кварца и касситерита в колломорфных образованиях Лифудзинского и подобных ему касситеритосульфидных месторождений послужило основанием для предположения об образовании таких ритмично-концентрических биминеральных агрегатов из двухкомпонентного оловянисто-кремнеземистого геля путем расслоения последнего в процессе диагенеза (Левицкий, 1955). Однако для Лифудзинского месторождения нет необходимости в таком предположении (которое к тому же до настоящего времени не нашло экспериментального подтверждения): во всех подобных случаях удается наблюдать радиальные просечки кварца, которыми фиксируются подводящие пути для растворов, растекавшихся затем вдоль концентрических трещин отслаивания колломорфного агрегата касситерита.

Таким образом, несомненно устанавливается более позднее выделение кварца по отношению к касситериту в охарактеризованных ритмично-концентрических агрегатах; причем более поздние минералы отлагались преимущественно метасоматически, замещая колломорфный кас-



Фиг. 5. Гроздевидный агрегат халцедона (перекристаллизованный в зернистый кварц — KcI), росший одновременно с отложением периферических частей желевого оолита касситерита (KcI)

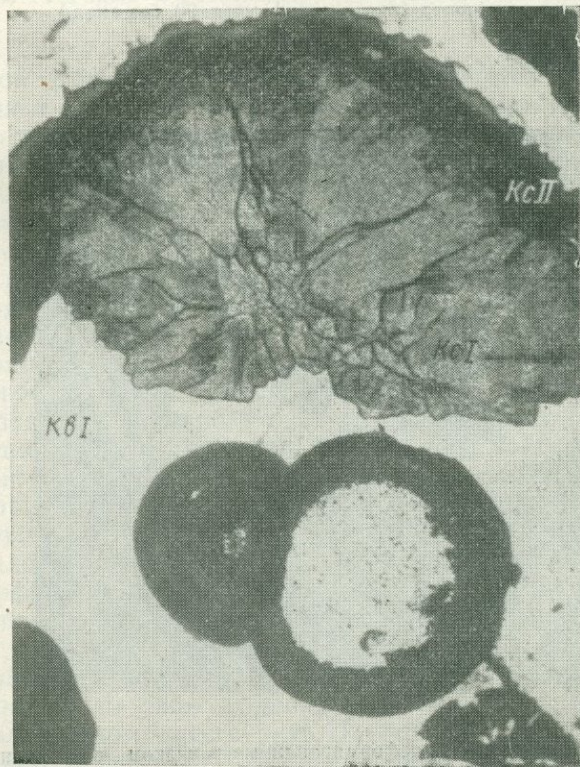
a — общий вид почки касситерита с включенным метаморфизованным сферолитом халцедона (прозрач. шлиф, увел. 70, без анал.); *б* — расшифровка детали снимка, выделенной прямоугольником, сделанная с использованием действительно наблюдаемой кривизны центров сферолита халцедона, зафиксированной полосами унаследованных кварцем включений

ситерит вдоль концентрических трещин отслаивания. Исключение составляют сферолиты халцедона, росшие одновременно с отложением геля SnO_2 и обычно приуроченные к определенным центрам коллоидных агрегатов касситерита. Однако такие сферолиты, если структура не осложнена более поздним окварцеванием окружающего касситерита, легко узнаются по характерным коническим или полусферическим основаниям и по симметричной веерообразной форме отдельных



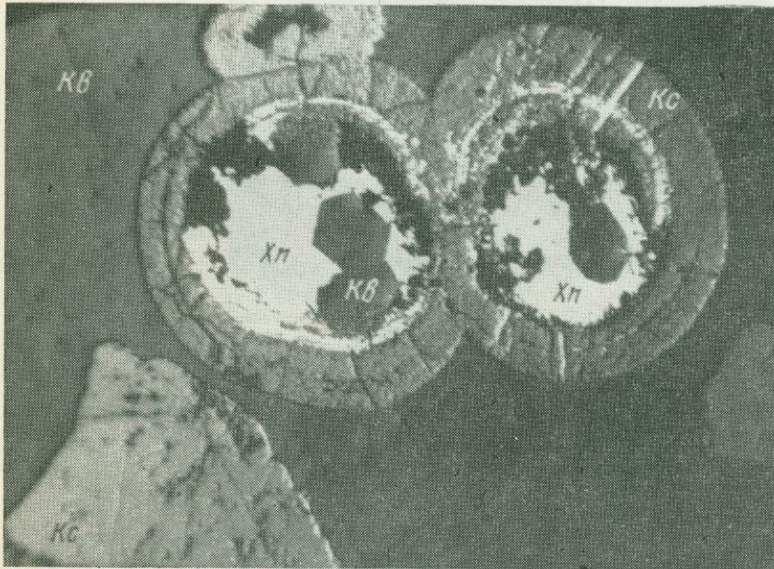
Фиг. 6. Деформация слоев геля двуокиси олова между двумя сложными сферолитам-включениями окварцованного халцедона (прозр. шлиф, увел. 70, без анал.)

Фиг. 7. Строгое крстификационное облекание раскристаллизованной колломорфной почки касситерита I (Кс I) скрытокристаллическим касситеритом II (Кс II). Внизу — деформированные в вязком состоянии оолиты касситерита I, белое — кварц (Кв I) (прозр. шлиф, увел. 40, без анал.)

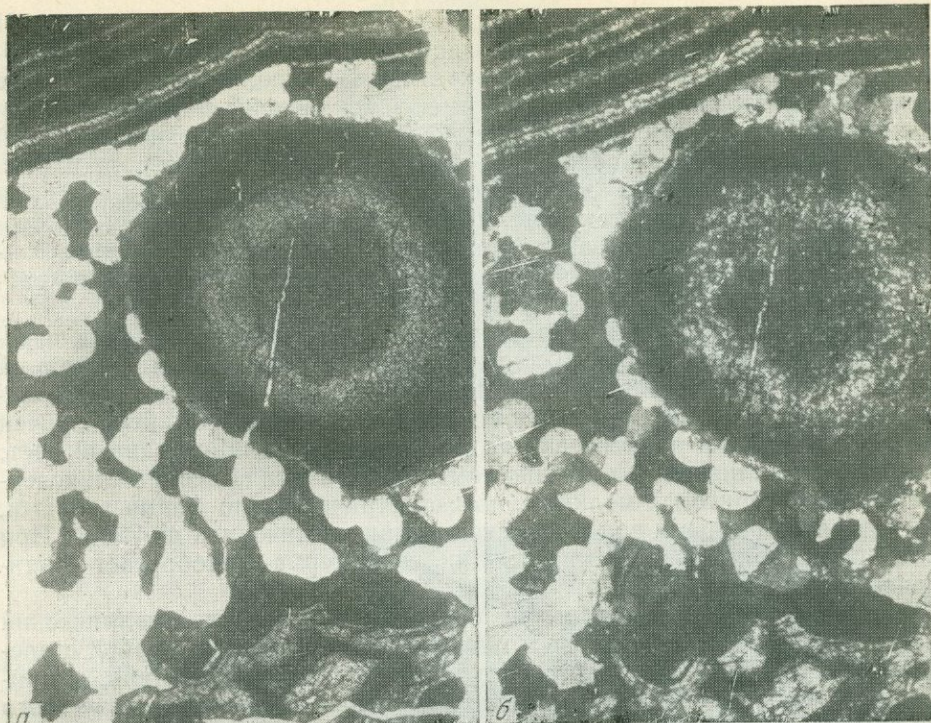




Фиг. 8. Дислокация слоев геля двуокиси олова над неравномерно растущим радиально-лучистым агрегатом касситерита (прозр. шлиф, увел. 90, без анал.)



Фиг. 9. Оолиты касситерита (K_c), деформированные в вязком состоянии при взаимном слипани. В центральных частях крупных оолитов видны метакристаллы кварца ($K_в$) и метасоматический халькопирит ($Xл$) (полир. шлиф, увел. 30, без анал.)



Фиг. 10. Метасоматические почковидные агрегаты кварца (белое) в скрытокристаллическом касситерите (черное). Видно секториальное строение некоторых ооидов; прозр. шлиф, увел. 70, без анал. (а), николи×(б)

сферолитов. Конические основания наблюдаются у таких сферолитов-включений и тогда, когда сферолиты образуют непрерывный концентрический слой. Правда, на Лифудзинском месторождении подобные концентры в колломорфных агрегатах наблюдаются очень редко (фиг. 12).

При замещении почек колломорфного касситерита кварцем нередко образуются своеобразные зональные почки, сложенные в основном радиально-лучистым и зернистым агрегатом кварца, содержащим реликты скрытокристаллического и радиально-лучистого касситерита. При дальнейшей перекристаллизации таких почек в их ядрах возникают зональные метакристаллы кварца, имеющие первоначально несвойственную кварцу огранку, напоминающую огранку кристаллов кубической сингонии, а затем обычные по форме зональные кристаллы кварца, сопровождающиеся характерной для таких метакристаллов кварца перистой оторочкой.

В кварцевых метакристаллах, возникающих на месте почек колломорфного касситерита, нередко удается наблюдать дугообразные реликтовые полосы включений (фиг. 13). В отдельных случаях на месте колломорфного касситерита возникают идеальные сферолиты смешанного халцедоно-кварцинового состава, возникшие, вероятнее всего, в результате непосредственного замещения касситерита указанными разновидностями кристаллического кремнезема.

Второй «ярус» сложен фронтально-фестончатыми агрегатами скрытокристаллического касситерита II, который обычно раскристаллизован очень слабо. Касситерит II нередко строго облекает колломорфные почки и кристаллы касситерита I, но иногда слагает самостоятельные жилки, секущие ранние кварц-касситеритовые агрегаты.

В ритмично построенных колломорфных агрегатах касситерита II можно различить ритм двух разных порядков. Ритм более крупного порядка, несомненно, связан с неоднократностью отложения геля: разные «пачки» в фестончатых агрегатах имеют концентрически построенные почки различного радиуса (см. фиг. 12), тогда как в пределах каждой такой пачки строение однородно и отдельные концентры строго параллельны друг другу. Ритм этого второго типа, выявляемый благодаря раскristаллизации скрытокристаллического касситерита вдоль некоторых концентров, мог быть обусловлен как ритмичным отложением тончайших слоев геля, так и диффузионными процессами в массе однократно отложенного геля.

Скрытокристаллический касситерит, образующий фестончатые агрегаты и оолиты и характерный для касситеритов первых двух генераций на Лифудзинском месторождении, встречается и на многих других месторождениях, где имеется колломорфный касситерит. Он непрозрачен под микроскопом и практически не реагирует на поляризованный свет; при раскristаллизации он обычно замещается сначала весьма тонкозернистым касситеритом с мелкими, но изометричными по форме зернами, с трудом различимыми под микроскопом при увеличениях до $720\times$. При более интенсивной раскristаллизации касситерит приобретает радиально-лучистое строение.

Все сказанное свидетельствует о том, что скрытокристаллический касситерит является реликтовым гелем двуокиси олова, в слабой степени раскristаллизованным. Это отмечали многие исследователи, например О. Д. Левицкий (1955), но дополнительных данных в пользу этого они обычно не приводили.

Из колломорфных агрегатов касситерита II были отобраны четыре пробы в различной степени раскristаллизованного касситерита, начиная от скрытокристаллического, практически не реагирующего на поляризованный свет и только местами подвергшегося точечной раскristаллизации, и кончая полнокристаллическим. В рентгеновской лаборатории ИГЕМ АН СССР для всех проб при одинаковых условиях съемки были получены дебаеграммы, которые показывают отчетливое усиление фона по мере увеличения количества скрытокристаллического касситерита в пробе, хотя и дают все линии, характерные для касситерита. Отсутствие размытости линий дебаеграмм при одновременном наличии повышенного фона наводит на мысль о том, что в пробах скрытокристаллического касситерита наряду с кристаллической присутствует рентгеноаморфная фаза.

Кроме того, были сняты дифрактограммы для двух крайних проб указанной серии — для скрытокристаллического касситерита, содержащего примесь кристаллического кварца, и для полнокристаллического касситерита (фиг. 14). Условия съемки для обеих проб были одинаковы. На дифрактограммах наблюдаются все пики, характерные для кристаллического касситерита (а на первой — и для кварца), но общий фон у первой кривой заметно более высок, чем у второй, что хорошо согласуется с данными дебаеграмм.

Е. И. Семенов и Н. И. Органова (1969) изучили дифрактометрическим методом четыре образца метаколлоидных касситеритов («гелькасситеритов») из различных месторождений СССР и Южной Африки и по уширению линий рассчитали для них степень дисперсности. Оказалось, что если расположить эти четыре пробы в порядке уменьшения размеров частиц (от $720\text{—}1150\text{ \AA}$ в первой до $25\text{—}37\text{ \AA}$ в последней), то в том же порядке у них происходит уменьшение удельного веса и показателей преломления, а также возрастание содержания воды. Дифрактограмма наиболее тонкодисперсного образца отличается от таковой хорошо раскristаллизованного касситерита не только гораздо меньшими по величине пологими пиками, но и более высоким общим фоном

Фиг. 11. Халькопирит, замещающий некоторые концентры колломорфного агрегата касситерита (полир. штуф, увел. около 2)

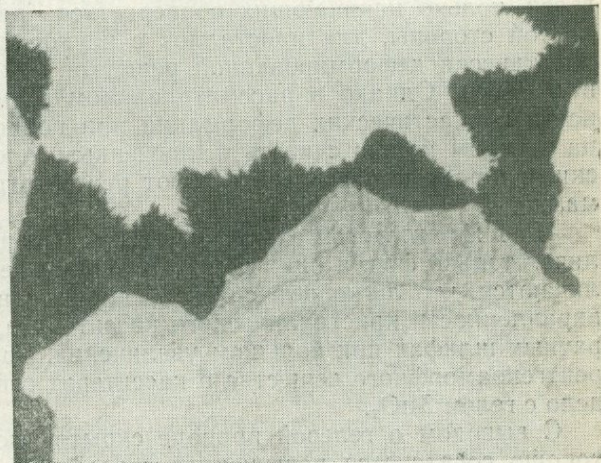
Черное — кристаллический касситерит (*Кс*), белые оолиты и фестончатые полосы сложены скрытокристаллическим касситеритом, темно-серые фестончатые полосы — халькопирит (*Хп*), белые зональные кристаллы — кварц (*Кв*)

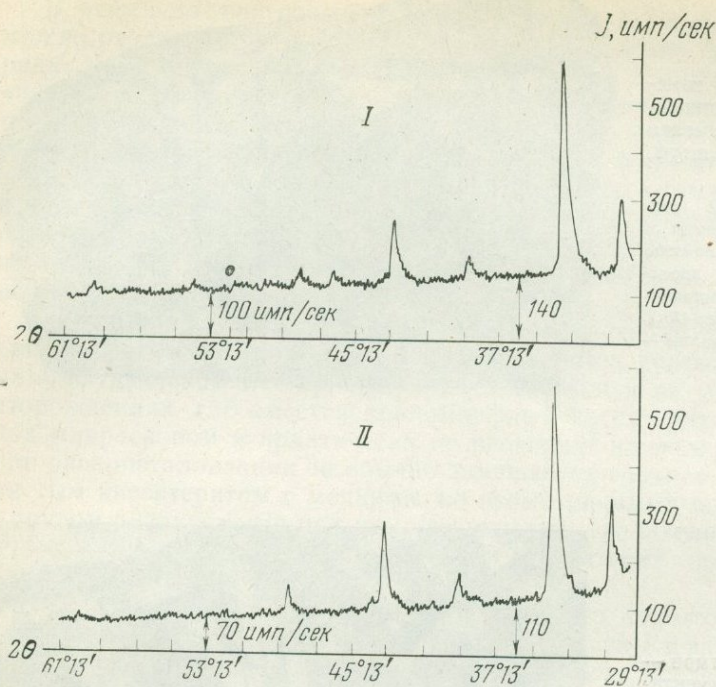


Фиг. 12. Два типа ритмов — диффузионный и седиментационный — в колломорфном скрытокристаллическом касситерите II (черное) (прозр. шлиф, увел. 90, без анал.)



Фиг. 13. Колломорфный касситерит, замещаемый кварцем, в котором видны дугообразные полосы унаследованных включений (прозр. шлиф, увел. 10, без анал.)





Фиг. 14. Дифрактограммы скрытокристаллического (I) и полнокристаллического (II) касситерита в области углов 2θ от 30° до 62° , снятые в камере с ионизационной регистрацией

Условия съемки: Fe-излучение, скорость вращения образца $1^\circ/\text{мин}$, скорость движения ленты самописца 240 мм/час , ширина входных щелей $0,5$ и $4,0 \text{ мм}$, приемной щели счетчика $0,25 \text{ мм}$, ток 7 ма , 37 кв

(в цитированной статье Е. И. Семенова и Н. И. Органовой дифрактограммы не приведены, но они были любезно продемонстрированы Н. И. Органовой, которой автор рад выразить свою признательность).

Наличие низких широких пиков на дифрактограмме или размытых широких линий на дебаеграмме как раз весьма характерно либо для гелей, только начинающих подвергаться раскристаллизации, либо, с другой стороны, для кристаллов с неупорядоченной структурой или с пластически деформированной решеткой (Китайгородский, 1952; Бернал, 1964). Однако в рассматриваемом случае влияние неупорядоченности и пластических деформаций при полной кристалличности образца в целом можно считать исключенным, поскольку полнокристаллические природные касситериты дают рентгенограммы без указанных аномалий.

На дифрактограммах лифудзинских касситеритов (см. фиг. 14) различен только фон, а пики по положению и величине практически не отличаются, что легко объясняется наличием в первой пробе точечной вкрапленности кристаллического касситерита, хорошо заметной в прозрачных шлифах при большом увеличении. Точечная раскристаллизация рентгеноаморфного вещества в касситерит говорит о том, что мы имеем дело с гелем SnO_2 .

С выводом о гелевой природе скрытокристаллического касситерита хорошо согласуется повышенное содержание в нем воды (по данным термовесового метода — около $0,5\%$ на пробу с большой примесью кри-

сталлического кварца, тогда как в полнокристаллическом касситерите и кварце тем же методом вода не обнаруживается). Известно, что повышенное содержание воды характерно для гелей, например для искусственных силикагелей и природных опалов. Так, по данным Хинтце (Hintze, 1915), в опалах содержится от 5 до 16% воды.

В колломорфном касситерите II иногда наблюдаются приуроченные к определенным центрам симметричные кварцевые включения, напоминающие раскристаллизованные сферолиты-включения, росшие одновременно с отложением слоев геля двуокиси олова. Однако в связи с интенсивным последующим замещением скрытокристаллического касситерита мелкозернистым кварцем II структуры одновременного роста отчетливо не проявлены, и об этом можно говорить пока лишь предположительно (см. фиг. 12).

В фестончатых агрегатах скрытокристаллический касситерит II интенсивно замещается мелкозернистым мозаичным кварцем II (см. фиг. 1).

Третий «ярус» в крустификационных минеральных агрегатах первой стадии, развитых на стенках реликтовых жильных полостей, сложен друзовым кварцем II, арсенопиритом и кристаллическим касситеритом III. Друзовый кварц II нарастает на колломорфный касситерит II, образуя почти сплошную щетку. На кварц нарастают кристаллы и сростки кристаллов раннего арсенопирита, имеющие вид петушиных гребешков. В тесных срастаниях с кристаллами арсенопирита встречается касситерит III, который не несет никаких следов коллоидного происхождения и, вероятно, кристаллизовался непосредственно из растворов. Арсенопирит иногда встречается в виде почковидных округлых сростков типа расщепленных кристаллов, что наводит на мысль о его метаколлоидном происхождении, однако более определенные данные для такого вывода отсутствуют. В общем минеральные агрегаты третьего «яруса» не обладают колломорфным строением.

О КРИТЕРИЯХ ГЕЛЕВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ

К одной из удивительных особенностей эндогенных колломорфных образований относится их строгая симметричность относительно осевой плоскости жилы. Например, мощность фестончато-крустификационных образований кварца и касситерита на обеих стенках жил Лифудзинского месторождения всегда практически одинакова. Отсутствие влияния силы тяжести на типичные эндогенные колломорфные агрегаты могло бы рассматриваться как существенный аргумент против гелевого происхождения последних, если бы не существование некоторых малоизвестных данных из коллоидной химии.

По свидетельству Ж. Дюкло, при фильтрации золя через полупроницаемый коллоидный колпачок под давлением, превышающим максимальное осмотическое давление данного золя, «коллоид принимает форму геля, свертывается плотным слоем у коллодия и нигде не концентрируется», т. е. не испытывает влияния силы тяжести. Если же давление фильтрации ниже осмотического давления золя, «коллоид остается в жидком состоянии, концентрируется вблизи фильтрующих стенок и скопляется ввиду его большой плотности на дне колпачка» (Дюкло, 1924; стр. 54). Максимальное осмотическое давление большинства золь обычно не превышает 1 атм; следовательно, поведение эндогенных колломорфных минеральных агрегатов вполне объяснимо, если мы можем допустить, что при минералообразовании раствор фильтруется во вмещающие породы хотя бы под сравнительно небольшим избыточным давлением.

Такое допущение вполне приемлемо, если учесть некоторые особенности строения гидротермальных жил заполнения, лишенных реликтовых пустот и типичных друзовых образований. Примером могут служить сульфидные жилы второй и третьей стадий на Лифудзинском месторождении. Жилы приурочены к трещинам, по которым, несомненно, происходили сбросовые предминерализационные, или синминерализационные, перемещения. Наличие характерных раздувов жил в крутопадающих участках жильных трещин говорит о том, что такие рудные столбы образовались путем заполнения жильной полости, а не метасоматически, но руда массивна и не имеет характерных для жил заполнения крустификационных и друзовых текстур. Все это свидетельствует о том, что при образовании таких жил скорость кристаллизации минерального вещества была больше или равна скорости приоткрывания жильных трещин. Подобные же условия, по данным ряда исследователей, приводили к возникновению некоторых параллельно-шестоватых агрегатов, лишенных признаков геометрического отбора (Mügge, 1919, 1928; Леммлейн, 1946; Григорьев, Гамзулова, 1955), а также способствовали появлению в гидротермальных жилах так называемых взвешенных обломков вмещающих пород (Berg, 1938). Указанные явления не могут быть объяснены, если основной причиной поднятия растворов считать «всасывание» растворов в открывающиеся трещины. Остается в таком случае признать, что гидротермальные растворы всегда находятся под давлением, достаточным для поднятия их в любые открытые трещины и для заполнения последних. Если учесть, что минералообразование совершается чаще всего при весьма значительных давлениях (100—1000 атм), вполне допустимо предположение, что избыточное давление, под которым происходит фильтрация растворов из трещины во вмещающие породы через поры, достаточно для равномерного отложения геля на стенках жильных трещин.

Одним из критериев гелевого происхождения часто считается присутствие трещинок усыхания (синерезиса). За трещинки синерезиса часто принимаются просто концентрические и радиальные трещинки в колломорфных агрегатах, которые могли возникнуть и при воздействии тектонических деформаций на уже кристаллические колломорфные образования. Следует подчеркнуть, что типичные трещинки синерезиса для эндогенных минеральных месторождений вообще не характерны. Они наблюдаются лишь в минеральных агрегатах, сформировавшихся в экзогенных или приповерхностных условиях, в чем нетрудно убедиться, просмотрев все примеры агрегатов с типичными трещинками усыхания, приведенные в известной монографии Ф. В. Чухрова (1955, стр. 192, 217, 281, 317, 383, 589 и др.). При этом для трещин дегидратации весьма характерна извилистая и неправильная форма при сохранении в общем закономерного рисунка всей системой трещин. Какой-то иной общей закономерности для трещин дегидратации обычно не наблюдается. Даже установленное А. В. Думанским, Н. Н. Крячковым и Е. Г. Лейсле (1934) «правило постоянного периметра», если говорить о природных образованиях, оправдывается лишь в редких идеальных случаях (полигональная отдельность такыров).

Отсутствие типичных трещин синерезиса в эндогенных месторождениях станет понятным, если мы обратимся к существу самого явления. Согласно современным данным коллоидной химии, гели представляют собой каркасные постройки. Холмс обнаружил, что «усадка силикагеля при высушивании может быть уменьшена предварительным кипячением влажного геля. Кипящая вода благоприятствует дегидратации кремнезема и вызывает образование дополнительных связей в структуре» (Dean, 1948, стр. 248), «Сжатие геля при обезвоживании происходит за счет капиллярных сил. Вогнутая жидкость в капилляре стремится сократиться, что создает силу, действующую на поверхность жидкости и

вытягивающую жидкость из капилляра (капиллярное давление). Это давление прямо пропорционально поверхностному натяжению жидкости, находящейся в капиллярах. Сжатие стенок капилляра прекратится тогда, когда их прочность станет достаточной, чтобы противостоять капиллярному давлению... Повышение рН и нагревание упрочняют каркас геля» (Неймарк, Хацет, 1947, стр. 295).

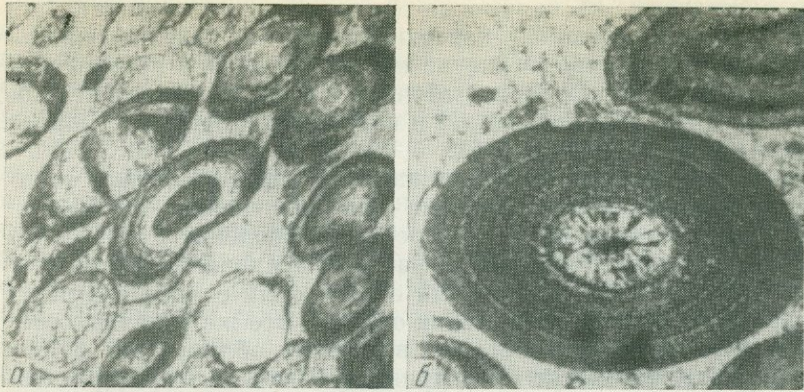
Из изложенного ясно, что именно типичные гидротермальные условия являются наименее благоприятными для проявления синерезиса. В отношении влияния температуры интересны наблюдения С. И. Набоко и В. Г. Сильниченко (1957) на сольфатарах вулкана Головнина на с-ве Кунашир, где горячий и подвижный студенистый силикагель переходит при старении в опал без изменения объема. Все же типичные трещины синерезиса настолько характерны по своему облику (см. форму трещин в септариях), что могут быть приняты в качестве критерия гелевого происхождения агрегатов, если облик трещин не наводит на мысль об их возможном тектоническом происхождении.

Другой ранее общепринятый критерий — колломорфный облик агрегатов — не может быть принят в качестве надежного критерия для всех колломорфных агрегатов, в чем можно согласиться с Д. П. Григорьевым (1953). Но это относится далеко не ко всем типам колломорфных образований. Перейдем к рассмотрению некоторых колломорфных образований, морфологические особенности которых могут служить основанием для генетических выводов.

Фестончатые и сферические колломорфные агрегаты геометрически идеальной формы, обладающие сферолитовым внутренним строением, могли образоваться как в результате раскристаллизации гелей, так и путем непосредственно сферолитового роста в открытых полостях (из расплава или раствора) или метасоматически; поэтому они не могут, вообще говоря, считаться метакolloидными. Но если такие агрегаты имеют идеально гладкую поверхность («стеклянные головы»), то их гелевое происхождение является наиболее вероятным, ибо у сферолитов вследствие неравномерного роста отдельных кристаллов («радиусов» сферолита) поверхность не бывает идеально гладкой. На этом основании Ф. В. Чухров (1955) относит «стеклянные головы» к метакolloидным образованиям. Идеально гладкая сферическая поверхность — характерный признак агрегатов, формирующихся под влиянием поверхностного натяжения.

Микроскопически мелкие трубчатые и разветвленно-трубчатые «мембранные» агрегаты (Чухров, 1955), встречающиеся в агатах и некоторых рудных жилах (Комарова, 1959), характерны исключительно для гелевых образований и возникают в гелях под влиянием осмотического давления при неравномерном поверхностном натяжении геля. Такие агрегаты следует считать только гелевыми или метакolloидными. Полые трубки характерны и для сталактитов, но в отличие от последних мембранные трубки всегда имеют микроскопические размеры и при формировании не испытывают влияния силы тяжести: они нередко растут снизу вверх или вбок, образуя сложные древовидные ветвистые агрегаты. Подобные образования характерны для так называемых моховых агатов, они наблюдались Ю. А. Русько (1953) в волинских халцедонах и Г. Н. Комаровой (1959) — в агрегатах «деревянистого олова» Джалиндинского месторождения в Малом Хингане.

Глобулы (с однородной скрытокристаллической внутренней структурой) и фрамбоидальные агрегаты (сферические агрегаты таких глобуль) также характерны исключительно для гелевых и метакolloидных образований, так как представляют собой одну из характерных закономерных стадий диагенезиса гелей (Лебедев, 1965). Для низкотемпературных экзогенных образований существует вероятность возникновения фрамбоидальных агрегатов сульфидов под влиянием деятельности суль-



Фиг. 15. Деформированные в твердом состоянии карбонатные оолиты, по Клоосу (Cloos, 1947)

фатредуцирующих бактерий (Love, 1962), но об этом вряд ли можно серьезно говорить в применении к эндогенным гидротермальным месторождениям, температуры формирования которых слишком высоки для существования таких бактерий.

Оолиты могут возникать как в результате собирательной кристаллизации гелевого вещества, так и при послойной кристаллизации во взвешенном состоянии (карбонатные оолиты в морских илах) или в подвижной среде (морские придонные течения или бурлящие термальные источники)¹. В связи с этим только оолитовый облик агрегатов не может считаться свидетельством их гелевого происхождения. Однако если оолиты или другие колломорфные агрегаты деформированы, то по особенностям такой деформации в ряде случаев можно судить о генезисе колломорфных агрегатов, ибо деформация гелевого вещества отличается по своим результатам и от деформации кристаллического вещества, хотя бы и ведущего себя пластично при некоторых условиях, и от искажения облика сферолитов при их совместном росте. На деформацию оолитов в вязком состоянии обращали ранее внимание Н. В. Павлов (1956), А. Г. Бетехтин и Т. Н. Шадлун (1958) и И. Н. Кигаи (1958). Рассмотрим отличительные способности деформации вязкого вещества. Для этого необходимо вспомнить характерные черты искажения облика сферолитов при их совместном росте, а также деформации кристаллических оолитов и сферолитов.

Искажение облика сферолитов при совместном росте можно свести к следующим строго соблюдающимся правилам:

1. Радиус кривизны сферолитов в участках, где они не испытывали помех со стороны соседних сферолитов, всегда неизменен.
2. Граница раздела двух взаимно соприкасающихся сферолитов представляет собой в идеальном случае плоскость, а в разрезе — прямую линию.

К этому следует еще добавить, что облик сферолитов может быть искажен и под влиянием асимметрии питающей среды подобно искажению облика кристаллических многогранников под влиянием направленного течения раствора. Однако в таких случаях направление ускоренного роста для всех соседних кристаллов оказывается совпадающим (Newhouse, 1941; Armstrong, 1943; Stoiber, 1946; и др.). По аналогии с этим для сферолитов можно предполагать увеличение мощности центров в одну сторону у всех соседних сферолитов.

¹ Вопросам образования оолитов посвящена обширная литература (Sorby, 1879; Завацкий, 1929; Рожкова и Соловьев, 1937; Illing, 1954; Чухров, 1955; Rusnak, 1960; и др.).

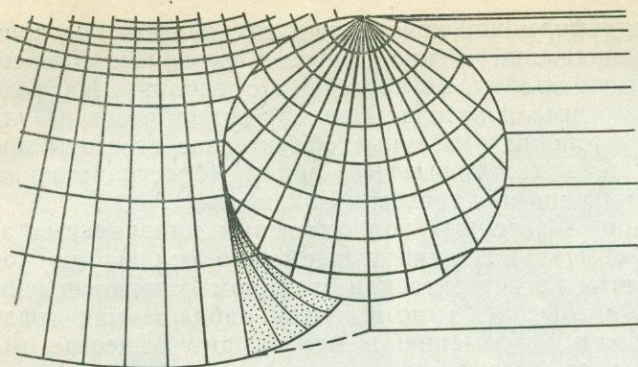
В качестве примера деформации кристаллических оолитов под влиянием тектонических напряжений можно привести изученные Клоосом (Cloos, 1947) карбонатные оолиты, метаоолиты и сферолиты. На фотографиях из работы этого исследователя (фиг. 15) видно, что в результате тектонической деформации указанные сферические агрегаты приобретают симметричный эллипсоидальный облик (пространственная фигура — эллипсоид вращения или трехосный эллипсоид).

Характер деформации эндогенных колломорфных минеральных агрегатов Лифудзинского месторождения существенно отличен от рассмотренных выше. Оолиты касситерита при взаимном соприкосновении искажают свой облик (см. фиг. 7, 9), но при этом наблюдаемая деформация весьма напоминает деформацию желеобразного вещества (например, комка вязкого теста, лежащего на столе), в котором деформация передается сначала не на всю массу, а только на ближайшую к деформирующему телу часть агрегата. В частях оолитов, наиболее удаленных от мест соприкосновения, радиус кривизны наиболее близок к первоначальному; но, чем ближе рассматриваемый участок оолита к месту соприкосновения, тем меньше становится радиус кривизны и тем больше — мощность концентров оолита. В целом каждый из деформированных оолитов имеет не плоскость симметрии, перпендикулярную деформирующей силе, как наблюдается в случае тектонически деформируемых кристаллических оолитов (фиг. 15), а ось симметрии, перпендикулярную плоскости соприкосновения двух оолитов. Особенности такой деформации принципиально отличаются и от искажения облика сферолитов при совместном росте, ибо в последнем случае искажение происходит только в местах непосредственного соприкосновения. Рассмотренная выше формация оолитов касситерита не может быть приписана и влиянию направления течения раствора, так как у каждого оолита имеется в разрезе два направления, в которых происходит увеличение мощности концентров, причем для разных оолитов эти направления не совпадают.

Описанная выше деформация оолитов касситерита происходила, несомненно, еще тогда, когда оолиты находились в гелевом состоянии, были взвешены в массе менее плотного гелевого вещества (вероятно, того же состава) и могли искажать свою форму при взаимном соприкосновении. Следовательно, рассмотренные выше признаки деформации вещества в вязком состоянии могут быть приняты в качестве одного из надежных критериев гелевого происхождения колломорфных минеральных агрегатов.

Наиболее сложным случаем применения последнего критерия является рост сферолита-включения одновременно с отложением гелевого колломорфного агрегата минерала-хозяина или одновременно с ростом сферолита-хозяина. Известно, что сферолит при росте сохраняет кривизну концентров до тех пор, пока не встречает препятствия на своем пути; за препятствием сферолит испытывает своеобразное расщепление, и радиус кривизны концентров будет иным, т. е. таким, как будто центром нового сферолита стал край препятствия. В качестве примера можно привести экспериментально воспроизведенный А. В. Шубниковым (1935) рост сферолита при наличии на его пути перегородки с отверстиями.

Если в растущем сферолите минерала-хозяина растет сферолит-включение, который при определенном соотношении скоростей роста сферолита-хозяина и сферолита-включения приобретает шаровидную форму, то сферолит-хозяин в «теновом» участке над включением должен менять свою форму, как показано в правой половине фиг. 16. Как будто бы подобный случай наблюдается в примере, приведенном А. Д. Генкиным (Бетехтин и др., 1964, стр. 525), где концентры колломорфного касситерита (минерал-хозяин) загибаются над сферическим включением



Фиг. 16. Формы индукционных поверхностей сферолита-включения и минерала-хозяина, растущего в виде зонального монокристалла (левая половина рисунка) и в виде сферолита (правая половина). Во втором случае сферолит-хозяин, расщепляясь, образует аномальный изгиб концентров и волокон в «теновом» секторе над сферолитом-включением

кварца, несомненно представляющим собой раскристаллизованный сферолит халцедона, росший одновременно с касситеритом (фиг. 17). Однако детальный анализ взаимоотношений показывает, что наблюдаемая кривизна закругления не соответствует той, которая должна была бы наблюдаться при сферолитовом росте минерала-хозяина.

Действительно, на фиг. 17 центр предполагаемого побочного «сферолита» лежит не на индукционной поверхности сферолита-включения, а заметно в стороне от него, т. е. кривизна загиба существенно больше, чем допустимо с точки зрения сферолитового роста минерала-хозяина. В данном случае наблюдающийся загиб концентров колломорфного касситерита около сферолита-включения можно объяснить только деформацией вязкого геля двуокиси олова около твердого сферолита халцедона. В рассмотренном нами ранее примере (см. фиг. 6) деформация колломорфного касситерита между двумя сферолитами-включениями халцедона (перекристаллизованного в кварц) также не может быть объяснена, если исходить из известных особенностей роста сферолитов. Характерно, что в последнем случае аномальный загиб концентров касситерита наблюдается даже не близ «теневого» участка, а в стороне от сферолитов-включений.

Приведенные примеры показывают, что для выяснения генезиса деформированных колломорфных агрегатов необходим тщательный геометрический анализ структуры агрегатов.

С учетом приведенных выше замечаний в качестве критериев гелевого происхождения минеральных агрегатов могут быть приняты следующие:

- а) микроскопически трубчатая, или «мембранная», и одновременно ветвистая структура агрегата;
- б) глобулярная, или фрамбоидальная, структура агрегата (для эндогенных образований);
- в) типичные трещины дегидратации, которым не может быть приписано тектоническое происхождение;
- г) наличие реликтового гелевого вещества;
- д) признаки деформации вещества в вязком состоянии;
- е) идеально гладкая сферическая поверхность агрегата.

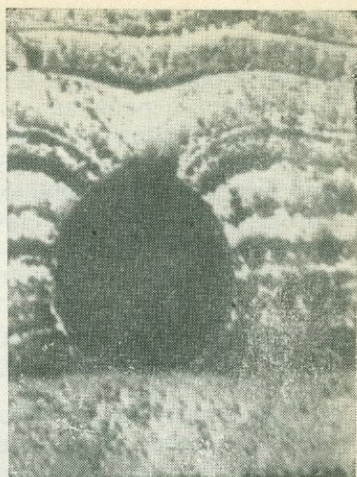
Проблема переноса металлов в коллоидных растворах, до сих пор остающаяся крайне дискуссионной, в настоящее время потеряла прежнюю актуальность в связи с появлением экспериментальных данных, свидетельствующих о достаточно высокой (с геологической точки зре-

ния) растворимости многих труднорастворимых веществ в кислых и щелочных растворах при повышенных температурах. Геологические критерии участия золь в гидротермальном переносе пока что не разработаны. Вместе с тем анализ имеющихся геологических данных с применением наиболее надежных критериев показывает, что отложение минерального вещества в виде гелей имеет достаточно широкое распространение при эндогенном минералообразовании. Скептицизм Д. П. Григорьева (1953, 1961) в этом отношении не оправдан.

К выводу об исключительно кристаллизационном образовании колломорфных агрегатов вслед за Д. П. Григорьевым в последние годы пришли также Реддер (Roedder, 1968) и В. И. Степанов (1970). Однако приведенные факты и соображения представляются достаточными, чтобы считать такое утверждение слишком категоричным. В данной статье нет возможности детально останавливаться на рассмотрении аргументов Реддера и довольно спорных логических моделей В. И. Степанова, но следует заметить, что многие из них основаны на присутствии в колломорфных агрегатах таких особенностей роста (ортотропизм, образование зональных кристаллов и т. п.), которые обычно свойственны кристаллизационным агрегатам. Но при этом недостаточно учитывается, что все основные закономерности свободной кристаллизации, включая геометрический отбор, свойственны и процессам раскристаллизации и перекристаллизации изотропных гелевых масс, на что указывал Ф. В. Чухров (1955₂). Это можно хорошо видеть на примере описанных выше колломорфных агрегатов касситерита Лифудзинского месторождения, в ходе перекристаллизации которых благодаря процессу отгонки и периодического захвата унаследованных от геля макропримесей возникали сложные двойники и даже зональные метакристаллы касситерита и кварца.

На вопрос, почему раскристаллизация гелевых почек не всегда развивается однородно по всей массе геля (как постулирует В. И. Степанов), а начинается иногда (например, в описанных нами случаях), в первую очередь от основания агрегатов или почек, а также от основания некоторых концентров, — еще трудно ответить однозначно. Причина может заключаться в большей степени старения ранее отложенных масс геля и в близости мест начала раскристаллизации к трещинам отслаивания вдоль концентров и зальбандов жил. Эти трещины облегчали доступ растворам, без которых перекристаллизация минеральных агрегатов при температурах гидротермального процесса невозможна: именно «своевременному» осушению жил мы обязаны сохранением в них нераскристаллизованного гелевого вещества.

Следует подчеркнуть, что сферолиты Лифудзинского месторождения являются отчетливо вторичными по отношению к изотропным гелевым почкам и явно возникали в ходе раскристаллизации последних. Обратный процесс аморфизации (подобный метамиктному распаду цирконов) касситериту не свойствен и наблюдается только у минералов, обогащенных радиоактивными примесями. Следовательно, описанные нами минеральные агрегаты обязаны своим колломорфным обликом влиянию поверхностного натяжения на массы гелей, а не росту в виде сферолитов



Фиг. 17. Изгиб тонких концентров касситерита (серое) около раскристаллизованного сферолита-включения халцедона (темно-серое) (полир. шлиф, увел. 160), по А. Д. Генкину (Бетехтин и др., 1964)

тов. В то же время ясно, что некоторые типы сферолитов (например, с двулистником в центре) не могли возникать путем раскristаллизации гелей и образовались в результате прямого роста расщепляющихся кристаллов в расплавах или растворах. Закономерности роста таких сферокристаллов хорошо освещены Б. Поновым (Popoff, 1934), А. В. Шубниковым (1935) и М. Н. Малеевым (1971). Кстати, анализ многочисленных экспериментальных данных по выращиванию сферолитов показывает, что для их образования наиболее благоприятны среды повышенной вязкости — расплавы и гели.

УСЛОВИЯ И ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛЕЙ И ГЕЛЕЙ ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

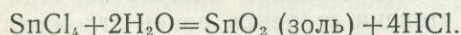
Для анализа условий образования золей и гелей в гидротермальных условиях необходимо сделать краткий экскурс в коллоидную химию.

Известно, что золь состоит из дисперсной фазы (мицелл) и дисперсионной среды. В настоящее время можно считать установленным, что дисперсионная среда лиофильного золя представляет собой насыщенный раствор того же вещества, которое входит в состав мицелл (Липатов, 1948; Alexander et al., 1954; Krauskopf, 1956). При этом дисперсионная среда находится в равновесии с дисперсной фазой, и, следовательно, при пересыщении раствора труднорастворимыми соединениями избыток вещества будет или кристаллизоваться или, если пересыщение происходит резко, переходить в дисперсную фазу. В последнем случае истинный раствор превращается в золь.

При изучении Лифудзинского месторождения бросается в глаза то обстоятельство, что появление метаколлоидных образований связано лишь с первой и четвертой стадиями, когда размеры приоткрываний трещин были наиболее значительными (см. таблицу).

Наличие реликтовых друзовых полостей в жилах, образованных в первую и четвертую стадии, позволяет считать, что скорость приоткрывания трещин в эти две стадии была больше скорости заполнения жильных полостей минеральным веществом. Быстрое приоткрывание трещин должно было приводить к вскипанию гидротермальных растворов и вследствие этого к резкому пересыщению их растворенными веществами, что благоприятно для образования золей. Подобный механизм образования коллоидных растворов при гидротермальном минералообразовании предполагали И. В. Дербигов (1937) и Е. А. Радкевич (1952).

Если предположить, что олово переносилось в хлоридных растворах, то образование золя SnO_2 можно представить уравнением гидролиза хлорида олова:



Соляная кислота в таком случае должна была играть роль стабилизатора, поэтому коагуляция золя могла быть вызвана понижением кислотности раствора. Действительно, на Лифудзинском месторождении отложение геля двуокиси олова происходило после завершения гидротермального

Зависимость появления колломорфных образований в жилах от размеров сорудных подвижек по жильным трещинам в разные стадии минералообразования

| Стадия | Амплитуды смещений, м | Рудные столбы с реликтовыми друзовыми полостями | Метаколлоидные образования | Стадия | Амплитуды смещений, м | Рудные столбы с реликтовыми друзовыми полостями | Метаколлоидные образования |
|--------|-----------------------|---|----------------------------|--------|-----------------------|---|----------------------------|
| I | 1,0—1,5 | Есть | Есть | III | 0,0—0,1 | Нет | Нет |
| II | 0,2—0,5 | Нет | Нет | IV | 0,2—1,0 | Есть | Есть |

ных изменений вмещающих пород, когда кислотность растворов понижалась. Коагуляции золя должна была благоприятствовать и ультрафильтрация (фильтрация под давлением) растворов во вмещающие породы.

В условиях гидротермального минералообразования упрочение гелевого каркаса должно было происходить достаточно быстро; поэтому не испытывавшие деформации массы геля SnO_2 образуют геометрически совершенные оолиты и фестончато-крустификационные агрегаты, сферическая и почковидная форма которых обусловлена влиянием поверхностного натяжения на вязкий гель. По А. В. Думанскому (1948), в начальные фазы уплотнения геля последний содержит еще в изобилии дисперсионную среду, путем диффузии через которую может обеспечиваться рост кристаллов в геле. Примерами подобного процесса в гелях Лифудзинского месторождения являются, очевидно, раскристаллизация геля вдоль определенных концентров и описанный выше рост радиально-лучистых кристаллов касситерита под слоем геля, сопровождающийся деформацией последнего. То, что раскристаллизация происходит первоначально не равномерно по всей массе геля, а вдоль некоторых концентров, может быть объяснено как влиянием диффузионных процессов, подобных приводящим к возникновению «колец Лизеганга», так и неравномерным уплотнением структуры геля в соответствии с общей формой агрегата. Рост кристаллов в геле неоднократно наблюдался экспериментально (Hatschek, Simon, 1912; Herzenberg, 1936; Щербина, 1940), причем эксперименты Герценберга относятся именно к касситериту.

Ритмическое отложение тонких слоев геля, наблюдающееся в периферических частях колломорфных агрегатов лифудзинского касситерита первой генерации и в касситерите второй генерации, может быть объяснено тем, что после отложения основной массы геля содержание дисперсной фазы в остаточной порции золя становится малым и дальнейшая коагуляция требует повышения концентрации дисперсной фазы, что может иметь место в результате влияния понижения температуры и (или) фильтрационного эффекта. Ритмичность такого процесса легко объясняется, если допустить, что при каждом очередном акте коагуляции в гель переходит не вся дисперсная фаза, а лишь часть ее.

Подвижки по трещинам, предшествовавшие отложению касситерита II или сопровождавшие его, были незначительными; поэтому нет серьезных оснований для предположения, что перед отложением касситерита II происходило вновь образование золя SnO_2 вследствие снижения давления. Поскольку гель SnO_2 , как известно, является легко обратимым, то логично предположить, что при поступлении в трещинную полость более горячих и более кислых растворов происходила частичная пептизация гелей первой генерации (касситерита I) с образованием вновь золя SnO_2 , который далее мог опять переходить в гель. С этим предположением согласуется теснейшая приуроченность скрытокристаллического касситерита II к участкам жил, где в большом количестве имеется касситерит первой генерации.

В связи с тем, что касситерит III не обнаруживает признаков колломорфного строения, можно предполагать, что он отлагался из остаточных молекулярно-ионных растворов.

Условия образования гелей, предполагаемые для Лифудзинского месторождения, не могут считаться универсальными. Например, при минералообразовании в карбонатных породах возникновение золь кремнезема может быть объяснено не быстрым понижением давления, а тем, что при реакциях с карбонатными породами происходит резкое понижение кислотности растворов, содержащих растворенный кремнезем. Характерно, что в этом случае отложение гелевого вещества осуществляется преимущественно на фронте замещения, т. е. путем «гелевого метасоматоза» (Lindgren, 1925).

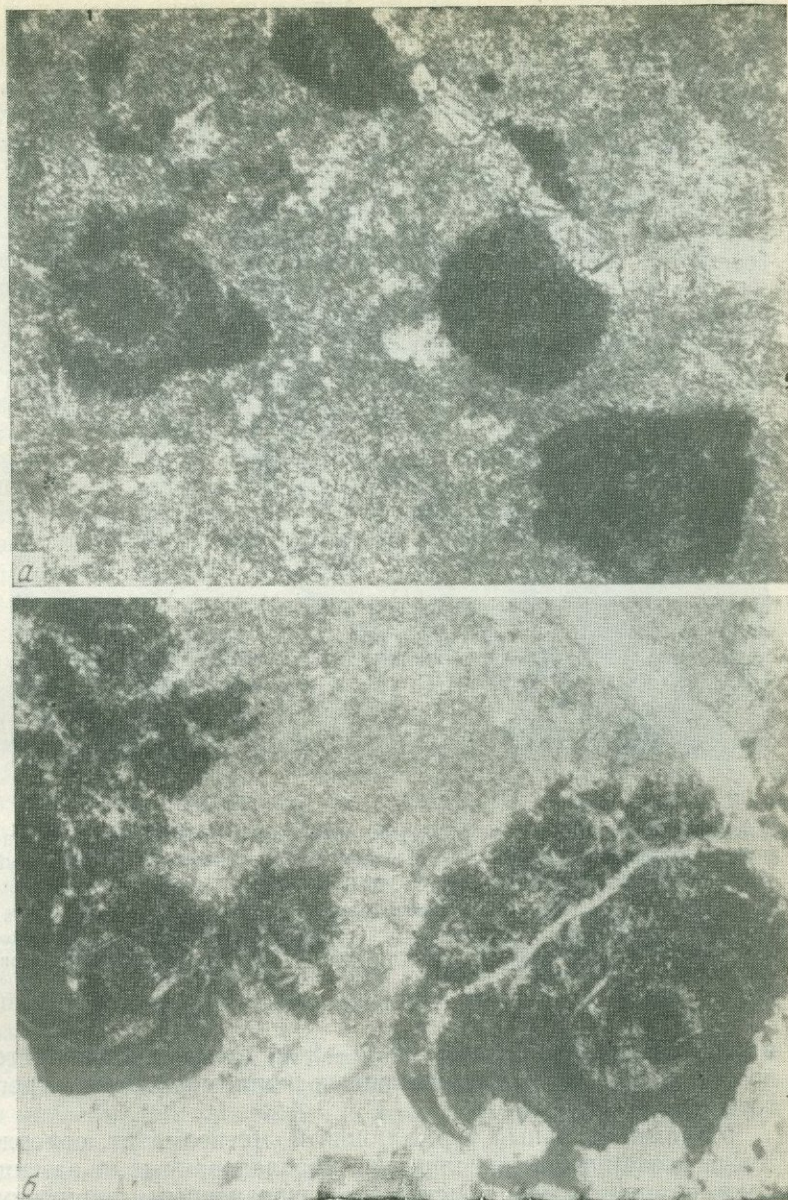
Термин «гелевый метасоматоз» (gel replacement) был введен в литературу Линдгреном (Lindgren, 1925). В качестве примера такого процесса им были описаны джаспероиды и колломорфные метасоматические руды месторождения Тинтик (штат Юта, США). Джаспероиды представляют собой результат замещения известняков и доломитов колломорфными агрегатами халцедона и мелкозернистого кварца. Предполагая, что халцедон «всегда является результатом кристаллизации геля кремнезема», Линдгрэн (Lindgren, 1915) пришел к выводу, что силификация тинтиковского типа обусловлена не метасоматическим замещением, связанным с развитием кристаллов в твердой породе, а замещением известняка или доломита коллоидальным кремнеземом, который немедленно вслед за этим был преобразован в халцедон или частично в зернистый кварц. Будучи коллоидальной, эта масса была легко проницаемой для электролитов, которые путем реакции с остаточными растворами, содержащимися в геле, могли легко образовывать наблюдающиеся на месторождении ритмично-фестончатые полосы сульфидов. Позднее Линдгрэн привел и другие примеры гелевого метасоматоза: окремнение известняков, замещение халцедоном известковых оолитов, замещение жильных минералов и сульфидов колломорфным марказитом, замещение на месторождении Кобальт кальцита колломорфными арсенидами и сульфоарсенидами. Под гелевым метасоматозом Линдгрэн подразумевал процесс, приводящий к отложению геля на месте замещаемой породы; причем гели, по его мнению, возникают в результате нарушения равновесия при реакциях гидротермальных коллоидных растворов (золей) с вмещающими породами (Lindgren, 1925).

Вообще говоря, ни один из случаев гелевого метасоматоза, рассмотренных Линдгреном, нельзя считать строго доказанным, если учесть изложенное выше о критериях гелевого происхождения колломорфных агрегатов. Но если принять во внимание повышенную способность гелей кремнезема и сульфидов к перекристаллизации, в ряде упомянутых случаев предположение Линдгрэна может оказаться справедливым.

Важно заметить, что гелевый метасоматоз был экспериментально воспроизведен еще в середине прошлого века Черчем (Church, 1862). Обломок известкового коралла был помещен им в горловину воронки, и через него медленно фильтровался 1%-ный золь SiO_2 , содержащий углекислый газ. Фильтрат представлял собой раствор бикарбоната кальция и не содержал кремнезема, а обломок коралла замещался вязким на ощупь гелем SiO_2 . В конце опыта на месте обломка коралла образовалась твердая халцедоновая псевдоморфоза с колломорфным внутренним строением и с сохранением внешней скульптуры обломка.

Таким образом, принципиальная возможность гелевого метасоматоза несомненна, но в связи со способностью сферолитов халцедона, марказита и других минералов расти непосредственно кристаллизационным путем каждый конкретный случай предполагаемого гелевого метасоматоза требует строгого доказательства.

Проявления гелевого метасоматоза на Лифудзинском месторождении. При изучении околорудных измененных пород на Лифудзинском месторождении в них часто можно найти касситерит. Он обычно приурочивается к турмалиновым метасоматитам и встречается в виде как изолированных кристаллических зерен и зернистых агрегатов, так и типичных колломорфных объемно-фестончатых образований, раскристаллизованных в самой различной степени. Колломорфные агрегаты касситерита в турмалиновых метасоматитах, как правило, не приурочены ни к каким явным пустотам выщелачивания или трещинным полостям, а составляют органическое целое с турмалиновым метасоматитом. В таких колломорфных образованиях часто сохраняются концентры скрытокристаллическо-

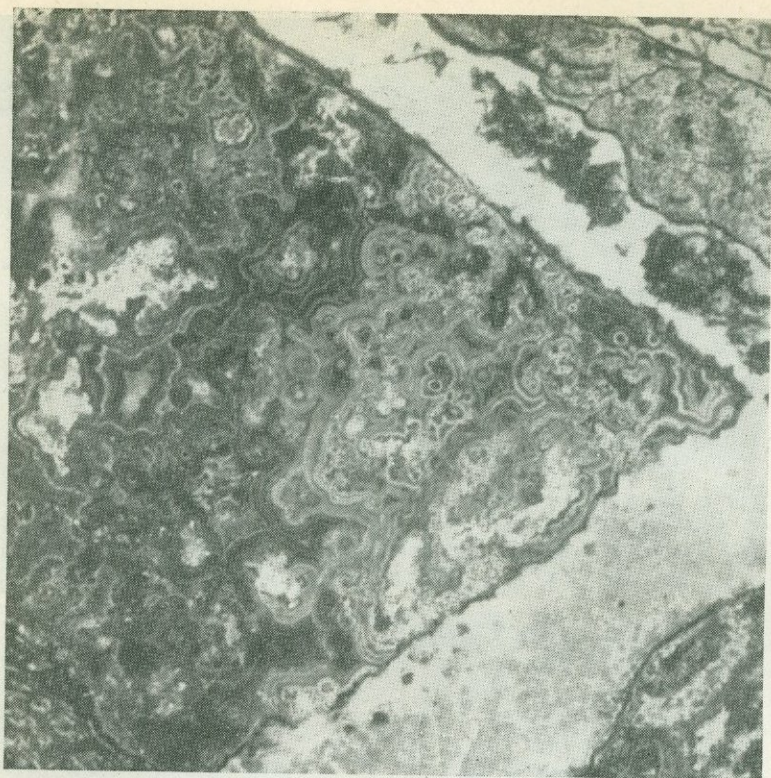


Фиг. 18. Замещение турмалинового метасоматита (серое) глобулями скрытокристаллического касситерита (черное); светло-серое — жилки хлорита, белое — кварц (прозрачные шлифы, увел. 70, без анал.)

a — практически нераскристаллизованные глобули геля двуокиси олова в турмалините (в одной из глобуль только началась слабая раскристаллизация вдоль одного из центров); *b* — метасоматические глобули с более отчетливо проявившимся оолитовым строением благодаря раскристаллизации вдоль некоторых центров

го касситерита. По всем признакам, включая характер раскристаллизации, он аналогичен скрытокристаллическому касситериту, встречающемуся в типичных жилах заполнения, для которого установлено гелевое происхождение.

Метасоматические колломорфные агрегаты касситерита обычно приурочиваются к притертым участкам жильных трещин, но располагаются



Фиг. 19. Объемно-фестончатый метасоматический агрегат частично раскристаллизованного скрытокристаллического касситерита, заместивший турмалиновый метасоматит в околосильной зоне (полир. штупф, увел. 3)

В фестончатом агрегате темные полосы — раскристаллизованный касситерит, а светлые — скрытокристаллический. Обломок замещенного касситеритом турмалинита сцементирован поздним жильным кварцем с вкрапленностью хлорита (серое) и гнездами арсениопирита (черное).

в непосредственной близости (1—2 м) от крупных полостей (размером до 1,5×3 м), крустифицированных колломорфными агрегатами касситерита.

Мономинеральный турмалиновый метасоматит, содержащий реликтовые окатанные зерна циркона, унаследованные от замещенного песчаника, первоначально замещается разрозненными округлыми (но далеко не идеально круглыми) агрегатами скрытокристаллического касситерита, имеющими однородное внутреннее строение. Размеры таких скоплений и глобул минимально раскристаллизованного геля SnO_2 обычно не превышают долей миллиметра. Макроскопически они выглядят как округлые светлые пятна, хорошо выделяющиеся на фоне почти черной турмалиновой породы. В глобулях нередко сохраняются мелкие реликтовые зерна турмалина (фиг. 18, а).

По мере приближения к трещине, от которой развивался метасоматоз, размеры сгустков (глобуль) постепенно возрастают, количество их увеличивается, причем в некоторых сгустках начинает появляться оолитовая структура, что обусловлено точечной раскристаллизацией скрытокристаллического касситерита вдоль определенных концентров, ранее не проявлявшихся (фиг. 18, б). Еще ближе к трещине сгустки приобретают типично оолитовый облик и, постепенно сливаясь, образуют сплошной объемно-фестончатый колломорфный агрегат, в котором отдельные ооли-

топодобные сферические агрегаты окаймляются со всех сторон фестонами ритмично-полосчатого колломорфного касситерита (фиг. 19). Такие агрегаты не могут быть названы крустификационными, ибо строение их обусловлено не последовательной крустификацией обломков пород или стенки жилы касситеритом, а сложными процессами диффузии и раскристаллизации в сплошной массе геля SnO_2 , заместившего турмалиновый метасоматит. Разрозненные первоначально сгустки геля, возникшие в турмалиновом метасоматите, по мере дальнейшего замещения метасоматита гелем SnO_2 облекались новыми полосами гелевого вещества и спаивались последними в единый объемно-фестончатый колломорфный агрегат. Подобные агрегаты, вероятно, могут возникать и в центральных частях трещинных полостей, целиком заполненных гелевым веществом.

В метасоматических метаколлоидных агрегатах касситерита дальнейшая перекристаллизация приводила к возникновению радиально-лучистых и даже зернистых структур; однако при этом нередко сохраняются и концентрические участки, сложенные реликтовым скрытокристаллическим касситеритом. После замещения турмалинового метасоматита метаколлоидным колломорфным касситеритом и затем сульфидами породы подверглись дроблению и были разбиты на ряд остроугольных обломков, сцементированных поздним кварцем и хлоритом. Сам метаколлоидный метасоматический касситерит замещается сравнительно крупнопризматическим турмалином второй генерации, кварцем I и сульфидами.

Таким образом, на Лифудзинском месторождении можно видеть типичный и, на наш взгляд, достаточно убедительный пример гелевого метасоматоза.

Предположения о механизме гелевого метасоматоза. По мнению Ф. В. Чухрова (1955, стр. 151), замещение вмещающих пород гелем могло быть результатом воздействия на породы не только золь, но и истинных растворов, активность которых при метасоматозе «несравненно выше активности коллоидных растворов». Как уже говорилось выше, пока что нет надежных прямых критериев участия золь в минералообразовании. В первую очередь, это связано с тем, что дисперсионная среда золя представляет собой насыщенный молекулярно-ионный раствор, который и мог быть активным агентом при минералообразовании, а размеры коллоидных мицелл в ряде случаев могут быть достаточно близки к размерам молекул.

В связи с упомянутыми затруднениями только на основе некоторых сугубо косвенных критериев можно сделать предположение о том, возникли гели при метасоматозе из золь или непосредственно из молекулярно-ионных растворов.

Переход истинного раствора в гель требует исключительно сильного пересыщения растворов в ходе обменных реакций, приводящих к метасоматозу. Такое пересыщение растворенными веществами можно предполагать в случае карбонатных вмещающих пород, способных резко понижать кислотность растворов. Учитывая, что для карбонатных пород вообще весьма типично отложение минерального вещества, например сульфидов, на фронте замещения, в этом случае можно думать, что гелевый метасоматоз мог производиться в равной мере как истинными, так и коллоидными растворами.

Для алюмосиликатных вмещающих пород наиболее характерно отложение рудного вещества в трещинных полостях или около трещин, а не на фронте замещения. Если учесть бедность алюмосиликатных пород сильными основаниями, резкое понижение кислотности растворов в ходе замещения следует считать маловероятным. На примере Лифудзинского месторождения показано, что быстрое приоткрывание трещин благоприятствует образованию золь, которые в процессе ультрафильтрации растворов во вмещающие породы коагулируют в гель. Отсутствие на место-

рождении трещин, целиком заполненных метаколлоидными образованиями, позволяет предполагать, что гели возникали из золей, а не непосредственно из истинных растворов в момент резкого понижения давления. Это подтверждается тем, что отложение геля SnO_2 происходило после завершения окорудных изменений. Следовательно, для условий образования Лифудзинского и подобных ему месторождений, заключенных в алюмосиликатных вмещающих породах, наиболее вероятным является предположение, что гелевый метасоматоз производился коллоидными растворами. Разберем возможный механизм гелевого метасоматоза в алюмосиликатных вмещающих породах.

Размеры коллоидных мицелл обычно колеблются от 1 до 100 мкм. Судя по данным Л. Н. Овчинникова с сотрудниками (1955), преобладающая часть пор в породах имеет диаметр меньше 100 мкм, сопоставимый с размерами коллоидных мицелл большинства золей. Следовательно, дисперсная фаза золей может проходить через некоторые, но далеко не через любые поры вмещающих пород. Интересно, что в экспериментах Л. Н. Овчинникова и А. С. Шура (1953) золи гидроокислов Fe и Mn проходили через фильтры с радиусами пор 10—400 мкм, но быстро коагулировали в фильтрате. Это позволяет предполагать, что фильтрация коллоидных растворов через породу с порами, диаметры которых близки к размерам коллоидных частиц, способствует тесному сближению последних и их агрегации, т. е. приводит к коагуляции золя.

Если же фильтрующийся и способный коагулировать золь не встречается на пути полостей, в которых мог бы отлагаться гель, то создается, вероятно, определенное давление, которое можно назвать давлением осаждения геля, зависящим от степени пересыщения раствора. При достаточной величине этого давления и происходит гелевый метасоматоз.

Давление осаждения геля можно считать аналогом кристаллизационного давления, благодаря которому образуются метакристаллы. Указанная аналогия гораздо глубже, чем можно было бы думать. Как при гелевом метасоматозе, так и при росте метакристаллов новообразования приобретают свойственную им форму колломорфных агрегатов или кристаллов без всякого предварительного создания пустот выщелачивания. В обоих случаях, видимо, происходит направленное замещение породы, так как сферический облик метасоматических гелевых агрегатов не может быть объяснен действием поверхностного натяжения.

То обстоятельство, что при гелевом метасоматозе гелевые агрегаты приобретают сферический облик, не получило еще теоретического объяснения. Но, как представляется автору, это заслуживает серьезного внимания со стороны кристаллохимиков и физико-химиков.

О ВОЗМОЖНОМ ПРАКТИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ МЕТАКОЛЛОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Как было установлено автором (Кига́й, 1958), на Лифудзинском месторождении метаколлоидный касситерит приурочен только к наиболее богатым жилам и их апофизам. В мелких, непромышленных жилах он обычно отсутствует, хотя кристаллический касситерит в них есть, но это уже в основном касситерит III генерации. Объяснение этого явления заключается не только в том, что количественно преобладающая первая генерация SnO_2 отлагалась в виде геля, но может быть найдено и в некоторых свойствах коллоидных растворов и в особенностях геологии месторождения.

Как уже упоминалось, дисперсионная среда лиофильного золя представляет собой насыщенный раствор и находится в равновесии с дисперсной фазой. При комнатной температуре растворимость SnO_2 в воде настолько низка, что концентрация его в дисперсионной среде золя незначительна. При повышении температуры, давления и кислотности раство-

ров истинная растворимость соединений большинства рудообразующих металлов существенно возрастает, в связи с чем доля вещества, приходящаяся на дисперсионную среду золя, становится значительной и равновесие между дисперсионной средой и дисперсной фазой приобретает принципиальное значение.

Понятно, что коллоидные растворы в гидротермальных условиях могут образоваться лишь при достаточно высокой концентрации растворенного компонента. Кроме повышенной первоначальной концентрации вещества в растворе, к возникновению золей могут приводить резкие изменения температуры, давления и кислотности растворов. Но три последних фактора целиком обусловлены геологическими условиями образования месторождения. Поэтому наличие метаколлоидных руд в одних жилах и отсутствие таковых в других (не вследствие перекристаллизации) на одном месторождении может быть объяснено тем, что одни трещины приоткрывались рано и в них попадали растворы, пересыщенные растворенными компонентами и превращавшиеся сразу в золи, а другие приоткрывались несколько позже и в них попадали лишь обедненные остаточные растворы. Изменения температуры и кислотности растворов после заполнения ими трещин в алюмосиликатных породах, вероятно, не столь значительны, чтобы приводить к резкому пересыщению растворов и образованию золей, а вызывают лишь постепенное пересыщение остаточных растворов и прямую кристаллизацию минералов из них.

То, что на Лифудзинском месторождении метаколлоидный касситерит встречается в основном в промышленно благонадежных жилах, очевидно, связано со случайным совпадением таких обстоятельств, как зависящее от ряда условий минимально допустимое содержание олова в промышленных рудах и определенные вариации давления, температуры и кислотности растворов, влиявшие на образование золей и обусловленные геологическими условиями рудоотложения. На месторождениях олова, формировавшихся в таких же геологических условиях, как Лифудзинское, присутствие метаколлоидного касситерита, вероятно, можно использовать в качестве признака, позволяющего положительно оценивать перспективы месторождения. Конечно, следует иметь в виду, что масштабы месторождения зависят не только от содержания олова в растворе, но и от общей длительности процесса рудоотложения, которая на разных месторождениях может быть неодинаковой. Это же нужно учитывать при оценке перспектив каждой отдельной жилы на каком-либо месторождении, ибо не во всех трещинах рудоотложение могло совершаться с одинаковой длительностью.

Чем ближе к поверхности происходило рудоотложение, тем, вероятно, более значительным должно быть понижение температуры и давления; следовательно, в месторождениях, образующихся практически у самой земной поверхности, коллоидные растворы могли возникать при более низком первичном содержании олова в растворе, чем в случае более глубоких месторождений (если первоначальная температура растворов была одинаковой). В этом отношении интересно сравнить Лифудзинское месторождение, образовавшееся на глубине около 1,5 км под изолирующим покровом эффузивов, с оловянными месторождениями так называемой риолитовой формации, которые возникали на глубине всего нескольких сотен метров (Foshag, Fries, 1942), т. е. должны были быть отнесены к приповерхностным. Для последних характерны богатые, но незначительные по масштабам гнезда колломорфного касситерита («деревянистого олова»). Месторождения риолитового типа широко распространены в штатах Невада и Нью-Мексико (США) и в Мексике, где известны сотни месторождений, но нет ни одного крупного. В СССР месторождения этого же типа (Джалиндинское) обнаружены на Малом Хингане (Иксон и др., 1959; Комарова, 1959).

При рудоотложении на умеренных и больших глубинах значительное и резкое падение температуры в ходе одностадийного минералообразования мало вероятно. Но при достаточно высоком содержании растворенных веществ золи могут возникать в результате резкого падения давления и без изменения температуры. Именно такой процесс, вероятно, имел место на Лифудзинском месторождении (глубина образования 1,5—2 км) и мог происходить при рудоотложении на значительно больших глубинах, ибо перепад давления зависит не только от глубины, но и от интенсивности трещинообразования. Одним из свидетельств в пользу этого вывода служит находка колломорфного касситерита в высокотемпературных месторождениях средних глубин в Казахстане (Жилинский, 1955). Редкость нахождения колломорфного касситерита в месторождениях средних глубин, вероятно, объясняется большей интенсивностью перекристаллизации в таких условиях.

Наконец, при минералообразовании в карбонатных породах образование золь может происходить только благодаря резкому понижению кислотности растворов и поэтому глубиной не лимитируется.

Все это приводит к выводу, что один факт нахождения колломорфных руд не должен рассматриваться как признак ограниченного распространения оруденения на глубину или как признак близповерхностного генезиса месторождения. Этот вывод впервые был четко сформулирован О. Д. Левицким (1955, стр. 383). Интересно, что так называемые силикатно-касситеритовые месторождения, для которых типичен колломорфный касситерит, являются наиболее благонадежными оловянными месторождениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Приходя к выводу о гелевом происхождении колломорфных минеральных агрегатов, многие геологи основываются на недостаточно надежных, преимущественно морфологических, критериях и не учитывают в должной мере возможностей конвергенции. Конвергентность многих колломорфных агрегатов в настоящее время можно считать доказанной. Оолиты, сферолиты и почковидные агрегаты могут возникать как из гелей, так и в результате прямой кристаллизации из расплавов и растворов.

2. В силу специфики условий гидротермального минералообразования (фильтрация растворов под давлением во вмещающие породы, способствующая равномерному отложению геля на стенках жил; высокая температура растворов, благоприятствующая быстрому упрочнению гелевого каркаса) и благодаря влиянию поверхностного натяжения гели (как и типично кристаллизационные образования) в своем распределении в жилах могут и не обнаруживать влияния силы тяжести.

3. Вследствие указанных обстоятельств решение вопроса о гелевой или первично кристаллизационной природе многих колломорфных агрегатов требует детальных исследований их состава, морфологии и внутренней структуры. В настоящее время можно считать надежными следующие критерии гелевого происхождения колломорфных агрегатов:

а) нахождение реликтов аморфных веществ при отсутствии признаков вторичной аморфизации типа метамиктного распада (реликты могут наблюдаться непосредственно под микроскопом в шлифах — они не реагируют на поляризованный свет — или устанавливаться с помощью дифрактометрических, микродифракционных, электронографических и других исследований);

б) наличие микроскопических мембранных агрегатов ветвисто-трубчатого строения, не подчиняющихся влиянию силы тяжести;

в) признаки деформации агрегатов в вязком состоянии (несимметричные и разнонаправленные деформации ооидов и почек);

г) наличие фрамбоидальных агрегатов — шаровых скоплений микроскопических глобуль однородного внутреннего строения (по крайней мере для эндогенных образований);

д) фестончато-почковидную форму агрегатов при отсутствии в них в целом или хотя бы в их основании признаков первичной радиально-лучистой структуры (к фестончато-почковидным не следует относить сталактиты, сталагмиты и натечко-корковые агрегаты, форма которых обнаруживает явную зависимость от формы поверхности субстрата или от направления течения раствора и силы тяжести);

е) нахождение ооидов висячем боку крустификационных жил заполнения, имеющих реликтовые пустоты (изначально кристаллические изолированные оолиты и сферолиты, если они не росли в массе вязкого геля, должны были бы оседать на дно полостей, подчиняясь силе тяжести);

ж) наличие у агрегатов зеркально гладких сферических поверхностей, не свойственных первично кристаллизационным сферолитам из-за неравномерности роста отдельных лучей таких сферолитов (Чухров, 1955₁).

Приведенный список критериев, вероятно, может быть дополнен в процессе дальнейших исследований.

4. Как это ни парадоксально, но сложнее перечислить надежные критерии первично кристаллизационного роста колломорфных агрегатов, поскольку при раскристаллизации гелевых образований соблюдаются многие закономерности, свойственные росту кристаллических агрегатов в расплавах и растворах (не считая, вероятно, двулистников, наблюдаемых в центре некоторых сферокристаллов).

5. Не доказывает первично кристаллизационного происхождения и метасоматическое образование колломорфных агрегатов, поскольку возможно их возникновение в результате гелевого метасоматоза, один из примеров которого приведен в статье.

6. Трещины синерезиса характерны в основном для экзогенных метакolloидных образований, а в эндогенных за таковые нередко принимаются трещины деформации кристаллических агрегатов, обычно подчиненные структуре последних.

7. При прочих равных условиях (глубина и температура образования, перепад давления при развитии трещин) коллоиды рудообразующих веществ отлагаются из гидротермальных растворов, сравнительно обогащенных соответствующими компонентами, поэтому на некоторых месторождениях присутствие метакolloидных рудных минералов может быть использовано для оценки степени промышленной ценности рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакли Г. Рост кристаллов. ИЛ, 1954.
- Бернал Дж. Д. Порядок и беспорядок и их отражение в дифракции.— В кн. «Физика минералов». Изд-во «Мир», 1964.
- Бетехтин А. Г., Шадлун Т. Н. Признаки участия коллоидных растворов в образовании руд.— В кн. «Текстуры и структуры руд». Госгеолтехиздат, 1958.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. Изд-во «Недра», 1964.
- Григорьев Д. П. О генезисе натечных, или метакolloидных, колломорфных агрегатов минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1953, № 1.
- Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1961.
- Григорьев Д. П., Гамзулова И. Я. Параллельно-шестоватый кварц с верховьев Аварского Койсу в Дагестане.— Докл. АН СССР, 1955, 101, № 2.
- Дербигов И. В. О влиянии рудной тектоники на качественный состав месторождений.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 1.
- Думанский А. В. Учение о коллоидах. Госхимиздат, 1948.
- Думанский А. В., Крячков Н. Н., Лейсле Е. Г. Фигуры высыхания смоченных дисперсных систем (порошкообразные тела).— Изв. Гос. н.-и. ин-та колл. химии, 1934, вып. 2.

- Дымков Ю. М. Одновременный совместный рост кристаллов и сферолитов.—Труды Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8.
- Дымков Ю. М. Признаки кристаллизационного роста выделений настурана.—Записки Всес. мин. об-ва, 1960, вып. 6.
- Дымков Ю. М. Одновременный совместный рост выделений настурана и сопровождающих его минералов.—Записки Всес. мин. об-ва, 1962, вып. 3.
- Дымков Ю. М. Вопросы генезиса сферолитов настурана.—Атомная энергия, 1966, 20, вып. 3.
- Дюкло Ж. Коллоиды. Л., Научное химико-техн. изд-во, 1924.
- Жилинский Г. Б. К вопросу о роли коллоидных растворов в образовании высокотемпературных руд.—Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1955, вып. 19.
- Заварицкий А. Н. Об оолитовой структуре.—Труды Мин. музея АН СССР, 1929, III.
- Ищикон Г. В., Рундквист Д. В., Павлова И. Г., Козлов В. А., Щербинин И. С., Огнянов Н. В., Феклович Р. П., Шишканова О. Ф., Попкова М. И. Оловорудные месторождения Малого Хангана (геология, вещественный состав, генезис). Госгеолтехиздат, 1959.
- Кигаи И. Н. О роли коллоидов в гидротермальном минералообразовании на примере Лифудзинского месторождения.—В сб. «Материалы конференции молодых ученых Москворецкого района г. Москвы, посвященной 40-летию Ленинского комсомола», вып. IV, геол. секц. М., 1958.
- Кигаи И. Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. Изд-во «Наука», 1966.
- Китайгородский А. И. Рентгеноструктурный анализ мелкокристаллических и аморфных тел. М.—Л., Гостехиздат, 1952.
- Комарова Г. Н. О морфологических особенностях выделений касситерита из Джалиндинского месторождения на Малом Хингане.—Геол. рудн. месторожд., 1959, № 2.
- Лебедев Л. М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях.—Изд-во «Наука», 1965.
- Левицкий О. Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении.—В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». 2-е изд., Изд-во АН СССР, 1955.
- Леммлейн Г. Г. О происхождении плоских кварцев с белой полосой.—В сб. «Вопросы минералогии, геохимии и петрографии». Изд-во АН СССР, 1946.
- Липатов С. М. Физико-химия коллоидов. Госхимиздат, 1948.
- Малеев М. Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. Изд-во «Наука», 1971.
- Набоко С. И., Сильниченко В. Г. Образование силикагеля на сольфатах вулкана Головнина на острове Кунашир.—Геохимия, 1957, № 3.
- Неймарк И. Е., Хацет Ф. И. Влияние поверхностного натяжения коагулятора на формирование внутренней структуры силикагелей.—Колл. ж., 1947, № 4.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С. О фильтрационном эффекте при просачивании растворов через минеральные фильтры.—Труды IV Всес. сов. по эксперим. минерал. и петрог., вып. II. Изд-во АН СССР, 1953.
- Овчинников Л. Н., Шур А. С., Елькина Н. Т. Некоторые результаты исследования ультра- и микропористости горных пород.—Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР, мин. сб., 1955, вып. 26, № 3.
- Павлов Н. В. О гипоненных магнетит-гематитовых оолитах из железорудных месторождений Ангаро-Илимского района.—Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 4.
- Радкевич Е. А. О рудах коллоидного происхождения.—Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Рожкова Е. В., Соловьев Н. В. К вопросу образования сферолитовых и оолитовых структур.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 1937, XV (4).
- Русько Ю. А. К вопросу об образовании почковидных форм халцедона.—Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7.
- Семенов Е. И., Органова Н. И. О гель-касситерите.—В сб. «Минералогические исследования», вып. I. М., 1969.
- Степанов В. И. О происхождении так называемых «колломорфных» агрегатов минералов.—В сб. «Онтогенетические методы изучения минералов». Изд-во «Наука», 1970.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955₁.
- Чухров Ф. В. О некоторых вопросах коллоидной минералогии.—Изв. АН СССР, серия геол., 1955₂, № 4.
- Шубников А. В. Как растут кристаллы. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Щербина В. В. Гидротермальный синтез сульфидов, селенидов и теллуридов.—В кн. «Труды 3-го совещания по экспериментальной минералогии и петрографии». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Alexander G. B., Heston W. M., Iler H. K. The solubility of amorphous silica in water.—J. Phys. Chem., 1954, 58, № 6.
- Armstrong E. Laboratory evidence concerning the interpretation of asymmetrical crystals.—Econ. Geol., 1943, 38, № 6.
- Bastin E. S. Interpretation of ore textures.—Geol. Soc. Amer. Mem., 1951, 45.
- Berg G. Die Füllung der Gangspalten.—Zeitschr. f. prakt. Geol. 1938, Hf. 12.
- Church A. H. On the composition, structure, and formation of beekite.—Phil. Mag. London, 4-th ser., 1862, 23, № 152.

- Cloos E.* Oölite deformation in the South Mountain fold, Maryland.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1947, 58, N 9.
- Dean R. B.* Modern colloids. N. Y., 1948.
- Foshag W. F., Fries C.* Tin deposits of the republic of Mexico.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1942, 935-C.
- Hatschek E., Simon A. L.* Die Reduktion von Gold in Kieselsäuregelen.—Zeitschr. f. Chem. u. Ind. d. Kolloide, 1912, 10, Hf. 77.
- Hauser E. A., Lynn J. E.* Experiments in colloid chemistry. N. Y.—London, 1940.
- Herzenberg R.* Colloidal tin ore deposits.—Econ. Geol., 1936, 31, N 8.
- Hintze Carl.* Handbuch der Mineralogie. Bd. 1-a. Leipzig, 1915.
- Iling L. V.* Bahaman calcareous sands.—Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 1954, 38, N 1.
- Krauskopf K. B.* Dissolution and precipitation of silica at low temperatures.—Geoch. Cosmoch. Acta, 1956, 10, N 1/2.
- Lindgren W.* Processes of mineralization and enrichment in the Tintic mining district, Utah.—Econ. Geol., 1915, 10, N 3.
- Lindgren W.* Gel replacement—a new aspect of metasomatism.—Proc. Nat. Acad. Sci., 1925, 11.
- Love L. G.* Biogenic primary sulfide of the Permian Kupferschiefer and Marl Slate.—Econ. Geol., 1962, 57, N 3.
- Mügge O.* Die Vorgänge in der Gesteinswelt und ihre Messung.—Nachricht. Ver. Göttingen, 1919.
- Mügge O.* Ueber die Entstehung faseriger Minerale und ihrer Aggregationsformen.—N. Jb. Miner., Beil. 1928, Bd 58, Abt. A.
- Newhouse W. H.* The direction of flow of mineralizing solutions.—Econ. Geol., 1941, 36, N 6.
- Popoff B.* Sphärolitenbau und Stralungskristallisation.—Latv. farm. zurn. Riga, 1934.
- Roedder E.* The noncolloidal origin of «colloform» textures in sphalerite ores.—Econ. Geol., 1968, 63, N 5.
- Roegers A. F.* A review of amorphous minerals.—J. of Geol., 1917, 15, N 6.
- Rusnak G. A.* Some observations of recent oolites.—J. of Sedim. Petr., 1960, 30, N 3.
- Sorby H. C.* Address of the president: Structure and origin of limestones.—Geol. Soc. London Quart. J., 1879, 35.
- Stoiber R. E.* Movement of mineralizing solutions in the Picher Fields, Oklahoma—Kansas; Econ. Geol., 1946, 41, N 8.
- Wherry E. T.* Variations in the composition of minerals.—J. Wash. Acad. Sci., 1914, 4, N 5.

ЛОГИКО-ИНФОРМАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ И ВАРИАЦИОННЫЕ РЯДЫ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Р. М. Константинов, С. В. Сиротинская

ВВЕДЕНИЕ

Критический анализ различных генетических классификаций рудных месторождений приводит к выводу, что все они обладают одним явным недостатком. В связи с неполнотой сведений о процессах рудообразования в них отсутствуют четкие критерии, необходимые для отнесения месторождений к определенным классам, а на границах, выделяемых по типам процессов смежных классов, существуют обширные группы так называемых месторождений спорного генезиса.

На основе исследований С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, В. А. Кузнецова, Е. Е. Захарова, И. Г. Магакьяна и других авторов ранее было предложено использовать для целей металлогении представление о рудных формациях как о группе месторождений со сходным минеральным составом и близкими геологическими условиями нахождения.

Задачи формационного анализа месторождений были определены следующим образом:

1) обосновать выделение рудных формаций и их разграничение с выяснением особенностей, отличающих промышленно важные формации;

2) определить формационный тип отдельных месторождений и их прогнозную оценку, выполняемую специальными методами формационного анализа;

3) выяснить соотношения различных рудных формаций в пространстве и времени и основанное на изучении этих соотношений определение перспектив отдельных рудных районов.

Решение первой и второй задач формационного анализа рудных месторождений потребовало разработки критериев выделения рудных формаций.

Проведенные исследования показали, что наиболее обоснованно рудные формации могут быть выделены по устойчивым (повторяющимся на всех месторождениях формаций) минеральным ассоциациям, по встречающимся на всех месторождениях формации одинаковым геологическим особенностям, по минералого-геохимическим особенностям руд. Методы формационного анализа, с помощью которых выделяются рудные формации и определяется формационный тип отдельных месторождений, подразделяются на собственно геологические и логико-информационные.

Собственно геологические методы заключаются в определении устойчивых минеральных ассоциаций и повторяющихся геологических признаков, характеризующих облик формаций, путем сравнения вещественного состава и геологических признаков сходных месторождений. Специальным геологическим методом формационного анализа, позволяющим выяснять связь изменений минерального состава месторождений с особенностями геологического строения и геологически обосновать выделение рудных формаций, а также прогнозировать наиболее вероятные типы месторождений, является изучение рядов рудных формаций (Константинов, 1965).

Логико-информационные методы позволяют осуществить проверку статистической обоснованности взаимосвязей геологических факторов, установленных геологическими методами, дать количественную оценку степени сходства месторождений по минеральному составу и по геологическим признакам (Константинов, Дмитриев, 1971), классифицировать месторождения на основе их количественно выраженного сходства, определить относительную роль различных признаков в образовании рудных месторождений (Яблонский и др., 1971; Константинов и др., 1972).

ЛОГИКО-ИНФОРМАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ВЫДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Совершенствование методов рудноформационного анализа привело к возможности объективно характеризовать зависимость между минеральным составом и геологическими условиями локализации для определенных групп месторождений. Такие связи могут быть выявлены как путем изучения рядов рудных формаций, так и в особенности при помощи применения логико-информационных методов.

Успех применения этих методов привел к тому, что в настоящее время выделение рудных формаций сводится прежде всего к поискам групп месторождений с функционально связанными главными особенностями минерального состава и геологическими признаками. Это приводит к необходимости изменения и самого определения рудной формации.

Под рудными формациями предлагается понимать группы месторождений со сходными и по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, функционально связанными с повторяющимися на всех месторождениях формации особенностями геологического строения, или в более краткой, но менее точной формулировке, — группы месторождений со сходным минеральным составом, функционально связанным с близкими геологическими условиями образования. При этом под геологическими условиями образования понимается комплекс эмпирически устанавливаемых характеристик месторождений — таких, например, как приуроченность к определенным региональным и локальным геологическим структурам, ассоциация оруденения с соответствующими магматическими и осадочно-метаморфическими формациями.

Одним из возможных путей обнаружения таких групп месторождений рудных формаций является сопоставление параллельных классификаций месторождений, заключающееся в следующих последовательных операциях:

1. Для исследуемых месторождений подготавливаются две шкалы: одна — для характеристики минерального состава месторождений, другая — для геологических признаков. При составлении первой шкалы, характеризующей минеральный состав, составляется общий список присутствующих в рудах минералов. Затем количество каждого минерала оценивается в баллах. При этом учитывается как относительное содержание минерала в руде, так и степень его типичности. Большую помощь для правильного определения количественных соотношений минералов в рудах может дать изучение данных опробования, особенно результаты минералогического анализа технологических проб.

Во второй шкале, характеризующей геологические признаки, отражаются как разнообразие условия нахождения месторождений (региональные и локальные структуры, вмещающие породы и т. д.), так и характеристики самих рудных тел (морфология, элементы залегания). Решение возможно лишь на основании стандартных, в достаточной степени формализованных характеристик месторождений. А создание таких характеристик возможно в свою очередь только в том случае, если при исследованиях опираться лишь на объективно устанавливаемые признаки месторождений без их генетической интерпретации. В соответствии с

Таблица 1

Подсчет коэффициента сходства месторождений по минеральному составу

| Месторождения | Содержание минералов в руде, баллы | | | | | |
|---------------|------------------------------------|---------|-------|----------|----------|---------|
| | галенит | кальцит | пирит | пирротин | сфалерит | флюорит |
| I | 4 | 3 | 3 | 2 | 2 | 3 |
| II | 1 | 4 | 3 | 0 | 4 | 0 |

$$K_{сх} = \frac{\langle a \cdot b \rangle}{|a| |b|}; K_{сх} = \frac{4 \cdot 1 + 3 \cdot 4 + 3 \cdot 3 + 2 \cdot 0 + 2 \cdot 4 + 3 \cdot 0}{\sqrt{4^2 + 3^2 + 3^2 + 2^2 + 2^2 + 3^2} \cdot \sqrt{1^2 + 4^2 + 3^2 + 4^2}} = 0,71.$$

этим в шкале геологических признаков отмечается лишь наличие (1) или отсутствие (0) геологических признаков без оценки их роли в баллах, так как такая оценка, как правило, имеет субъективный характер.

2. Составляются две сводные таблицы. В одной в соответствии с принятой для минерального состава шкалой характеризуется состав всех изучаемых месторождений, в другой — для тех же месторождений даются их геологические признаки. Эти две сводные таблицы используются потом для классификации месторождений.

3. Классификация производится и в том и в другом случае одним методом — путем подсчета коэффициентов сходства. Пример такого подсчета показан в табл. 1. В результате подсчетов, которые при небольшом количестве объектов-месторождений выполняются вручную, а при значительном их количестве — с помощью ЭВМ, получаются две новые таблицы. Одна содержит коэффициенты сходства между месторождениями по их минеральному составу, другая — коэффициенты сходства геологических характеристик месторождения.

4. Полученные коэффициенты сходства используются для создания двух классификаций: по минеральному составу и по геологическим характеристикам. Методы построения этих классификаций одинаковы: в обоих случаях на основании исследования таблиц с коэффициентами сходства выделяются группы месторождений, наиболее близких по минеральному составу или, соответственно, наиболее близких по геологическим условиям нахождения.

5. Следующим этапом является совместный анализ полученных классификаций, пример которого показан в табл. 2. В графах этой таблицы отображены классы месторождений, полученные в результате обработки данных о минеральном составе, по горизонтали — классы месторождений, однородных по геологическим условиям нахождения. На пересечениях классов названы месторождения, одновременно отвечающие требованиям двух классификаций, т. е. однородные и по геологическим усло-

Таблица 2

Сопоставление классификаций оловорудных месторождений по минеральному составу и геологическим условиям нахождения *

| Классы месторождений в зависимости от минерального состава | Классы месторождений в зависимости от геологических условий нахождения | | | |
|--|--|---------------|----------------|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 |
| 1 | 8 | 7 | 4 | 3 |
| 2 | | $\frac{7}{2}$ | $\frac{26}{1}$ | 1 |
| 3 | | 1 | 1 | 8 |

* В графах таблицы указаны количества месторождений, попадающие на пересечения классов. Подчеркнуты оловорудные формации, выделяющиеся на пересечениях классов сопоставляемых параллельных классификаций.

виям и по минеральному составу. При достаточном количестве исследуемых месторождений на основании такой совмещенной классификации методами математической статистики может быть проверена допустимость гипотезы о наличии взаимосвязи между минеральным составом и геологическими условиями. Если же количество исследованных объектов невелико, то о наличии взаимосвязи приходится судить непосредственно по характеру распределения месторождений между пересекающимися классами. Если такие взаимосвязи устанавливаются, то группы месторождений, находящиеся на пересечениях классов, с полным основанием могут быть названы рудными формациями.

6. Последним этапом создания рудноформационной классификации описанным способом является определение критериев установленных рудных формаций. Наиболее простым, но, как показывает опыт, достаточно надежным средством служит использование с этой целью частот встречаемости минералов и геологических признаков в месторождениях, группирующихся на пересечениях классов. Для этих месторождений методом среднего арифметического подсчитываются содержания различных минералов в баллах и вероятности появления геологических признаков в процентах. Полученные характеристики могут быть приведены в соответствие с различными по детальности геологическими исследованиями путем изменения исходных шкал. В результате изменений в шкале минерального состава могут быть сохранены лишь наиболее распространенные минералы, а в шкале геологических признаков — лишь те, которые устанавливаются на ранних стадиях поисково-разведочных работ.

7. Полученные числовые оценки геологических признаков и содержания различных минералов, выраженные в баллах, затем используются для определения формационного типа вновь найденных месторождений. Для этого нужно подсчитать коэффициенты сходства такого месторождения по минеральному составу и геологическим условиям нахождения с соответствующими характеристиками рудных формаций. Максимальные коэффициенты будут свидетельствовать о принадлежности месторождения к определенной рудной формации. Учитывая различную промышленную значимость рудных формаций, можно считать, что такой подсчет даст дополнительный материал для прогнозной оценки месторождения, для выбора наиболее эффективной системы его разведки.

ЛОГИКО-ИНФОРМАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВАРИАЦИОННЫХ РЯДОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Еще больше возможностей выявления скрытых зависимостей минерального состава месторождений от геологических условий их образования открывается при использовании логико-информационных методов для сравнительного исследования месторождений с помощью рядов рудных формаций.

Как будет показано ниже, при применении логико-информационных методов ряды рудных формаций целесообразнее называть вариационными рядами месторождений. Е. Е. Захаров (1959) первый предложил использовать генетические ряды рудных формаций — месторождения, связанные с определенной магматической формацией или комплексом и расположенные в порядке убывания температур их образования, для целей металлогенических классификаций и прогноза. Дальнейшие исследования показали возможность превратить изучение рядов рудных формаций в специфический метод сравнительного изучения рудных месторождений и выявления еще не обнаруженных типов оруденения, отказавшись при этом от представления о рядах формаций как о генетических категориях. При таком подходе в один ряд объединяются месторождения, принадлежащие к разным рудным формациям, но свя-

занные каким-либо одним общим признаком. Эти месторождения располагаются в порядке постепенного изменения одной специально выбранной для изучения особенности минерального состава.

Например, с помощью рядов формаций могут исследоваться геологические факторы, влияющие на содержание кварца в рудах золото-сульфидно-кварцевых месторождений. Для этого названные месторождения должны быть расположены в порядке убывания в рудах количества кварца. Далее на всех месторождениях сравниваются доступные исследованию геологические факторы, и среди них находятся такие, которые изменяются параллельно с заранее обусловленными изменениями минерального состава. Тем самым обосновывается связь исследуемых особенностей руд с определенными геологическими факторами, а также выделение рудных формаций. Ряды рудных формаций могут быть, как уже упоминалось, использованы для прогнозирования новых, ранее на изучаемой территории не известных типов оруденения. Это достигается путем реставрации геологических условий возникновения рудных формаций — промежуточных членов ряда, крайние составляющие которого на данной территории известны. Необходимые сведения могут быть получены путем изучения условий образования таких «пропущенных» рудных формаций в других регионах. Однако накопленный опыт изучения рядов рудных формаций показывает, что с помощью этого метода поиски взаимодействий различных геологических факторов, так же как и прогноз вероятных типов оруденения, не всегда приводят к успеху.

Поскольку метод изучения рядов рудных формаций основывается на определенной формализации геологических характеристик месторождений, естественно, что благоприятные перспективы для его развития открылись на пути применения современных логических способов обработки геологической информации и использования ЭВМ. Но при этом выявилась необходимость расширения некоторых исходных понятий.

Дело в том, что изучение рядов рудных формаций связано с конкретной совокупностью объектов-месторождений, принадлежащих к близким рудным формациям и изучаемых с целью качественной оценки влияния геологических условий образования этих месторождений на их минеральный состав. Возможности логико-информационного анализа с применением ЭВМ значительно шире, так как он позволяет, опираясь на постепенное изменение одной группы геологических признаков (минерального состава, геологической структуры, магматизма, возраста и т. д.) для выбранной совокупности объектов (отдельных рудных тел, месторождений, рудных районов), выявить и количественно охарактеризовать степень влияния на изучаемые свойства геологических объектов других факторов. Поэтому предлагаемый метод назван авторами логико-информационным исследованием вариационных рядов рудных месторождений.

Под вариационным рядом рудных месторождений понимаются месторождения, объединенные каким-либо общим признаком (например, наличием олова и вольфрама, или ассоциацией с интрузивами определенного состава и т. д.) и связанные постепенными направленными и заранее обусловленными переходами в минеральном составе или в какой-либо другой характеристике.

Термин «вариационный ряд» заимствован из математической статистики, где им обозначается ряд данных, расположенных в порядке возрастания варьирующего признака, значениями которого они являются. Использование этого термина целесообразно по следующим соображениям:

1. Разработанный метод применим не только для совокупности месторождений, принадлежащих к одной или близким рудным форма-

циям, но и к месторождениям, находящимся в рамках одной рудной формации, и к некоторым другим геологическим объектам.

2. Термин «вариационный ряд» отличает понимание ряда как метода сравнительного изучения от понятия ряда — единицы в генетических классификациях (Магакьян, 1969);

Таким образом, задача изучения вариационных рядов рудных месторождений — выявление и количественная оценка взаимного влияния различных геологических факторов, характеризующих особенности этих месторождений. Эта задача решается путем специальной подготовки геологической информации с последующей ее обработкой логико-математическими методами с применением ЭВМ.

ОБРАБОТКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ВАРИАЦИОННЫХ РЯДОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геологические данные о месторождениях с помощью вариационных рядов исследуются следующим образом.

На первом этапе формулируется цель исследования, которая может заключаться в поисках связей как между количественными, так и между качественными характеристиками. Например, необходимо найти и оценить относительную роль геологических факторов, влияющих на увеличение содержания олова в свинцово-цинковых месторождениях или молибдена — в вольфрамовых. Для этой цели разрабатывается шкала геологических признаков. В их число включаются все признаки, которые могут повлиять на изменения изучаемого свойства. Объем и детальность шкалы геологических признаков определяются исследователем и зависят главным образом от его опыта, эрудиции и интуиции.

Среди месторождений данного типа выбираются наиболее изученные объекты с заранее обусловленными свойствами — эталонные месторождения. Данные о месторождениях в соответствии с принятой шкалой геологических признаков сводятся в таблицу, в которой месторождения располагаются в соответствии с монотонным направленным изменением изучаемого свойства. Таким образом, в исходной таблице эталонные месторождения располагаются в строгом порядке. Наличие или отсутствие признака на месторождении отмечается в таблице соответственно единицей или нулем. Эта таблица и представляет по своему содержанию геологическую, закодированную в виде единиц и нулей характеристику изучаемого вариационного ряда месторождений. Весь диапазон значений, принимаемых изменяющейся в рамках ряда характеристикой, подразделяется на интервалы, и каждый интервал должен быть охарактеризован не менее чем двумя эталонными месторождениями. С другой стороны, для успешного применения метода желательно сделать такие интервалы возможно более дробными.

Следующим этапом является логическая обработка таблицы — характеристика вариационного ряда месторождений. Здесь следует более подробно остановиться на вопросе применения логико-информационных методов в геологии. Известно, что изучение геологической информации с целью определения и количественной оценки относительной роли факторов, влияющих на различные особенности геологических объектов, иногда с успехом производится с помощью тестов, предложенных в свое время для логического контроля электрических схем. В частности, этим методом были удачно найдены геологические признаки, влияющие на масштабы месторождений олова и ртути (Константинов, Дмитриев, 1970; Яблонский и др., 1971).

Однако тестовая оценка роли различных факторов, влияющих на образование геологических объектов, наделенных определенными свойствами, особенно в тех случаях, когда эти свойства являются чисто качественными, встретила большие трудности. Трудности возникают, напри-

Таблица 3

Смещенный треугольник Паскаля

| | | | | | | | | |
|---|----|----|----|---|---|---|-----|---|
| 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | ... | 0 |
| 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | ... | 0 |
| 2 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | ... | 0 |
| 3 | 3 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | ... | 0 |
| 4 | 6 | 4 | 1 | 0 | 0 | 0 | ... | 0 |
| 5 | 10 | 10 | 5 | 1 | 0 | 0 | ... | 0 |
| 6 | 15 | 20 | 15 | 6 | 1 | 0 | ... | 0 |

мер, при изучении месторождений, где изменения минерального состава и геологических условий нахождения могут быть охарактеризованы лишь качественно. В некоторых случаях не удавалось получить результатов и при решении задач, где исследуемое свойство месторождений имело количественную характеристику (например, изменение содержания Sn, Pb и Zn по простиранию и падению метасоматических рудных тел). Для того, чтобы перейти к логическому анализу качественных свойств геологических объектов и, в частности, вариационных рядов месторождений, необходимо было внести коренные улучшения в процедуру определения значения геологических признаков.

Исходным являлось положение о том, что любой геологический объект может быть представлен как некоторая система, состоящая из элементов (признаков), из которых каждый может иметь два состояния — 0 или 1. С этой точки зрения информационные веса признаков, полученные с помощью тестов, характеризуют как бы степень участия данного элемента в образовании исследуемых свойств объекта, но ничего не говорят о том, каково это влияние — положительное или отрицательное. Например, таким путем можно установить, что определенные типы вмещающих пород имеют большие информационные веса и, следовательно, влияют на появление скарновых месторождений в контактах гранитоидов; но ничего нельзя узнать о том, способствуют они образованию скарнов или препятствуют. При этом информационные веса правильно характеризуют степень влияния данного признака лишь в том случае, если в качестве эталонных выбраны достаточно однородные геологические объекты.

Эти особенности метода (в отличие от ранее проводившихся исследований) заставляют в качестве эталонных выбирать во всех случаях геологические объекты, максимально различающиеся по изучаемому свойству и минимально различающиеся по всем другим характеристикам. Эти же условия необходимы при анализе вариационных рядов месторождений. Для определения положительного или отрицательного влияния признака на образование объектов с соответствующими свойствами применяется смещенный треугольник Паскаля (табл. 3). Основанием для использования этого треугольника, который применяется в теории кодирования для универсального кодирования, явилась гипотеза о том, что каждое месторождение так же, как и многие другие геологические объекты, можно, конечно, весьма приближенно рассматривать как закодированное сообщение об источниках оруденения и условиях рудообразования (Константинов, 1966).

С помощью треугольника Паскаля каждому набору некоторой фиксированной длины l из 0 и 1 можно присвоить определенный вес следу-

Таблица 4

Определение информационных весов признаков с помощью смещенного треугольника Паскаля и тестов

| Основная таблица характеристик объектов | | | | | | Суммы информационных весов признаков |
|--|------------------|------|------|------|------|---|
| Номер объекта | Номера признаков | | | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0,00 |
| 2 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0,65 |
| 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0,74 |
| 4 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1,09 |
| Вес 1 по смещенному треугольнику Паскаля | 3 | 0 | 0 | 1 | 1 | Информационные веса объектов показаны на основании суммирования информационных весов признаков по 1 и по 0, полученных в результате комбинации методов. Эти веса приведены в последней строке |
| Вес 0 по смещенному треугольнику Паскаля | 0 | 5 | 3 | 2 | 4 | |
| Информационный вес 1, % | 100 | 0 | 0 | 33 | 20 | |
| Информационный вес 0, % | 0 | 100 | 100 | 66 | 80 | |
| Информационный вес по 1 | 100 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| разницы 1 и 0, % по 0 | 0 | 100 | 100 | 33 | 60 | |
| Информационный вес признаков, вычисленный тестовым методом | 0,13 | 0,31 | 0,35 | 0,27 | 0,50 | |
| Информационный вес признаков, полученный комбинацией методов | вес 1 | 0,13 | 0 | 0 | 0 | |
| | вес 0 | 0 | 0,31 | 0,35 | 0,09 | 0,30 |

ющим образом: пусть имеется набор из 0 и 1 длины l , содержащий r единиц. В таком наборе нумеруются все единицы от начала к концу набора, от 1 до r и каждому номеру единицы ставится в соответствии столбец с таким же номером в треугольнике Паскаля. Кроме того, определяется место, которое занимает каждая единица в наборе, и единице, занимающей j -е место, соответствует строка с соответствующим номером в треугольнике Паскаля.

Затем каждой единице в наборе присваивается вес, равный числу, стоящему на пересечении i -го столбца и j -й строки. Всему же набору присваивается вес всех единиц, входящих в данный набор длины l (табл. 4). Таким же образом присваиваются веса и всем находящимся в наборе нулям. При геологических исследованиях эталонные объекты располагаются сверху вниз в соответствии с монотонным изменением изучаемого свойства. Каждый столбец (i -й признак, где $i=1 \dots$) рассматривается как некоторый набор длины l . Тогда каждому i -му признаку (столбцу) будет соответствовать некоторый вес (табл. 4), полученный с помощью треугольника Паскаля. Максимальный вес будет иметь столбец, имеющий единицы в нижней половине таблицы для геологических объектов, где изучаемая особенность проявлена наиболее ярко, а минимальный вес, равный 0, — столбец, имеющий единицы на местах, соответствующих объектам, для которых эта особенность не характерна. Полученные веса принимаются за веса единиц в столбцах, т. е., чем больше вес, тем большее значение имеет наличие данного признака для образования объектов с максимальным проявлением изучаемой особенности. Таким же образом подсчитывается в каждом столбце

таблицы вес нулей, причем сумма весов столбца по нулям и единицам равна максимальному весу столбца при данном количестве в нем единиц.

Исходя из этого, можно сказать, благоприятно ли наличие данного признака для образования геологического объекта, наделенного определенными свойствами. Благоприятность признака определяется в зависимости от того, больше или меньше 50% составляет вес единиц от общей суммы весов единиц и нулей. Если вес единиц и вес нулей для i -го признака приблизительно равны, то такой признак не имеет отношения к изучаемой особенности геологических объектов и должен быть исключен из дальнейшего исследования. Таким образом, применение смещенного треугольника Паскаля позволяет произвести селекцию геологических признаков, в результате которой остаются только признаки, влияющие на изучаемое свойство.

Веса, полученные с помощью смещенного треугольника Паскаля, дают уже некоторую возможность оценивать объекты по суммам весов и единиц и нулей, составляющих их описания. Но оценка влияния признаков только с помощью этих весов оказывается слишком грубой. Комбинируя метод тестов с методом смещенного треугольника Паскаля, мы получаем возможность в значительной степени скорректировать их недостатки.

Совмещение метода тестов с методом смещенного треугольника Паскаля производится следующим образом. Сумма весов единиц и нулей для i -го признака принимается за 100%. Далее веса единиц и нулей выражаются в процентах от этой суммы и находится разница между ними. Затем информационные веса признаков, полученные с помощью тестов, делятся в соответствии с этой разностью на две составляющие, а именно: на информационный вес единиц и информационный вес нулей (см. табл. 4).

Порядок обработки данных об эталонных геологических объектах, таким образом, сводится к следующему:

1. Производится присвоение весов признакам с помощью смещенного треугольника Паскаля, а затем селекция признаков, при которой исключаются из дальнейшего рассмотрения признаки, имеющие одинаковые или близкие веса нулей и единиц и, следовательно, не влияющие на изучаемое свойство эталонных объектов.

2. Подсчитываются веса признаков по единицам и нулям в процентах.

3. Подсчитываются информационные веса признаков с помощью тестов, что для таблиц, содержащих более четырех строчек, делается с помощью ЭВМ, а для таблиц с четырьмя строками и менее с успехом может быть сделано вручную.

4. Информационные веса признаков, полученные с помощью тестов, делятся на веса по единицам и нулям в соответствии с ранее определенными весами признаков в процентах.

5. Вычисляются веса эталонных геологических объектов путем суммирования по строкам полученных весов единиц и нулей. Правильность результатов проверяется соответствием положения эталонных объектов их весам, полученным суммированием весов признаков. Кроме того, чтобы убедиться в возможности использования полученных результатов, подсчитывают информационные веса геологических объектов, относящихся к той же категории, что и эталонные, и специально выбранных для проверки полученных результатов.

Таким образом, предлагается корректировать информационные веса геологических признаков, полученные с помощью тестов, определением весов этих же признаков по смещенному треугольнику Паскаля. Это позволяет учесть, положительное или отрицательное влияние оказывает

данный признак, а также количественно оценить степень его влияния независимо от того, качественными или количественными показателями различаются исследуемые свойства геологических объектов. Тем самым в целом значительно расширяются возможности логического исследования геологической информации, а в частности появляется возможность применить логические методы для изучения вариационных рядов рудных месторождений.

Значительное сокращение количества эталонных месторождений, а также выбор среди прочих только признаков, влияющих на исследуемые свойства, позволяют производить всю обработку исходных данных, в том числе иногда и подсчет количества тестов вручную. Это также значительно расширяет возможности эффективного применения метода, делает его более массовым.

ВАРИАЦИОННЫЙ РЯД ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Одним из нерешенных вопросов геологии редкометалльных месторождений являются причины, влияющие на количественные соотношения касситерита и вольфрамита в рудах оловянно-вольфрамовых месторождений. На этот счет достаточно убедительной гипотезы не было представлено даже после длительного изучения многочисленных касситерит-кварцевых, вольфрамит-кварцевых и касситерит-вольфрамит-кварцевых месторождений Забайкалья, проводившегося при участии таких выдающихся геологов-ученых, как С. С. Смирнов и О. Д. Левицкий. А. Д. Щеглов (1966) отмечает, в частности, тесный парагенезис Sn и W для месторождений олова и вольфрама Западного Забайкалья, но указывает, что в отличие от олова вольфрам появляется здесь в процессе геологического развития неоднократно и его концентрация увеличивалась в более молодые эпохи. Между тем проблема правильного определения типа месторождения на ранних этапах исследования в этом случае имеет большое практическое значение, так как тип обнаруженного месторождения в значительной мере определяет его вероятные промышленные перспективы и выбор эффективных методов разведки.

Как правило, эти месторождения встречаются в чрезвычайно сходных ситуациях, при которых не удается заметить геологические факторы, разделяющие на поведение олова и вольфрама. Подавляющее большинство оловянно-вольфрамовых месторождений Забайкалья, так же, впрочем, как и других регионов, располагается в приконтактовых частях массивов лейкократовых гранитов: либо в самих гранитах, либо во вмещающих их песчано-сланцевых толщах. Рудные тела, представленные штокверками, линейными жильными зонами или отдельными жилами, довольно однородны по своему минеральному составу и сложены в основном кварцем, в зальбандах сопровождаются мусковитовыми или кварц-мусковитовыми грейзеновыми оторочками. Мощность и элементы залегания отдельных рудных тел сильно варьируют, однако протяженность отдельных жил обычно не более первых сотен метров, а мощности — 1—2 м. Как уже отмечалось, изменения содержаний в рудах Sn и W происходят вне видимой связи с какими-либо особенностями геологического строения. Известны многочисленные случаи, когда в контактовых зонах одного и того же гранитного массива в непосредственной близости друг от друга появляются существенно оловянные и вольфрамовые рудные тела.

Лишь исследования по геохимии Sn и W в постмагматических процессах (Барсуков, 1957; Иванова, 1963) показали, что независимое поведение этих элементов вызывается достаточно глубокими причинами, заложенными в особенностях их химизма.

Таблица 5. Характеристика вариационного ряда оловянно-вольфрамовых месторождений Забайкалья по значимым признакам

| Эталонные месторождения | Классы месторождений | Значимые признаки * | | | | | | | | | | | | | | | | | Информационные веса объектов |
|---|----------------------------------|---------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|------|------|------------------------------|
| | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | |
| Антонова гора | Собственно вольфрамовые | | | 1 | | 1 | | | | | | | | 1 | 1 | | 1 | 623 | |
| Спокойненское | | | | | | | | | | | | | 1 | | | | 1 | 985 | |
| Куналейское | | | | 1 | | 1 | 1 | | | | | 1 | | | 1 | 1 | | 549 | |
| Малый Ангатуй | С преобладанием в рудах W над Sn | 1 | 1 | 1 | 1 | | | | | | | 1 | | 1 | | | 1016 | | |
| Молодежное | | 1 | 1 | | | | 1 | | | | | | 1 | 1 | | | 664 | | |
| Барун-Ундур | | | 1 | 1 | | | | | | | | | | | 1 | | | 935 | |
| Алдакачан | С преобладанием в рудах Sn над W | | 1 | 1 | | | | 1 | | | | | | | | | | 1700 | |
| Зун-Ундур | | | 1 | 1 | | | | | | | | | | | | | | 1807 | |
| Приваловское | | | | 1 | 1 | | | | | | 1 | 1 | | | | | 1 | 2363 | |
| Ононское | Собственно оловянные | | | 1 | 1 | | 1 | 1 | 1 | | | | 1 | | | | | 3024 | |
| Увальное | | | | 1 | 1 | | | | 1 | 1 | 1 | | | | | | 1 | 3363 | |
| Баджираевское | | | | 1 | 1 | | | | | 1 | | | 1 | | | | 1 | 2827 | |
| Разность информационных весов 1 и 0 (по смещенному треугольнику Паскаля), % | по единицам | 0 | 0 | 66 | 84 | 0 | 0 | 66 | 100 | 100 | 66 | 0 | 100 | 0 | 0 | 0 | 82 | 0 | |
| | по нулям | 34 | 24 | 0 | 0 | 100 | 66 | 0 | 0 | 0 | 0 | 66 | 0 | 66 | 84 | 100 | 0 | 100 | |
| Информационные веса, полученные с помощью ЭВМ (по тестам) | | 153 | 385 | 260 | 153 | 211 | 177 | 215 | 293 | 115 | 326 | 83 | 706 | 260 | 477 | 211 | 269 | 295 | |
| Информационные веса, полученные в результате комбинации методов | по единицам | 0 | 0 | 172 | 129 | 0 | 0 | 142 | 293 | 115 | 215 | 0 | 706 | 0 | 0 | 0 | 221 | 0 | |
| | по нулям | 51 | 92 | 0 | 0 | 211 | 117 | 0 | 0 | 0 | 0 | 55 | 0 | 172 | 401 | 211 | 0 | 295 | |

* 1 — площадь выхода гранитоидного интрузива, с которым ассоциировано оруденение, несколько сотен км²; 2 — площадь выхода рудоносной фазы интрузива несколько десятков км²; 3 — рудоносный интрузив вытянут в одном направлении (длина больше ширины не менее чем в полтора раза); 4 — основная часть рудных тел находится на расстоянии более 1,5 км от ближайшего контакта рудоносного интрузива; 5 — не менее 50% площади выхода рудоносного интрузива сложено мелко-среднезернистыми порфиридовидными гранитами; 6 — не менее 10% площади выхода рудоносного интрузива сложено гранит-порфирами или присутствуют отдельные дайки гранит-порфиридов; 7 — на участке месторождения установлены дайки плагногранитов или (и) плагногранит-аплитов или (и) плагногранит-порфиридов; 8 — в рудовмещающей толще есть прослои кварцитоидных и кремнистых пород; 9 — на месторождении наблюдаются тектонические контакты между породами различного состава; 10 — на участке месторождения установлены зоны брекчирования вмещающих пород; 11 — рудные тела локализованы в трещинах двухсистемного скола; 12 — рудные тела — в трещинах отрыва; 13 — рудные тела — в трещинах отдельности; 14 — рудные тела образуют отдельные жилы; 15 — интенсивное окварцевание околожилных вмещающих пород; 16 — значительно развита альбитизация околожилных вмещающих пород; 17 — вмещающие породы представлены среднезернистыми мусковитовыми гранитами.

Г. Ф. Ивановой методом балансовых подсчетов и другими способами было установлено, что пути накопления этих элементов в постмагматических процессах не совпадают. W не имеет минералов-концентраторов, и поэтому процессы его перераспределения при грейзенизации гранитов не были существенными. Накопление W почти целиком обусловлено его привносом. Для Sn, в значительных количествах концентрирующегося в слюдах, решающая роль принадлежит процессам перераспределения. В тех же случаях, когда в грейзенизированных гранитах обнаруживается связь между содержаниями Sn и W, можно предполагать, что значительная часть Sn не появилась после перераспределения, а была привнесена наряду с W минералообразующими растворами.

Все перечисленные обстоятельства послужили основанием для исследования вариационного ряда оловянно-вольфрамовых месторождений Забайкалья с целью выяснения геологических факторов, регулирующих поведение Sn и W, тем более что ранее уже предпринималось геологическое изучение соответствующего ряда рудных формаций для месторождений олова и вольфрама Забайкалья, не давшее достаточно удовлетворительных результатов (Константинов, 1965).

Порядок работы при логико-информационном исследовании ряда соответствовал описанному выше. Сначала были выбраны хорошо изученные эталонные оловянно-вольфрамовые месторождения, составлявшие следующие четыре подразделения: 1) собственно вольфрамовые месторождения, 2) месторождения с преобладанием в рудах W над Sn, 3) месторождения с преобладанием в рудах Sn над W и 4) собственно оловянные месторождения. Для всех них была составлена шкала геологических признаков, содержащая все признаки, для которых только можно предполагать их влияние на изменение содержаний Sn и W в рудных телах. Общее количество таких признаков оказалось более 250. Были учтены:

а) региональные геологические структуры, геологоструктурные особенности участков месторождений и морфология рудных тел;

б) пространственное положение оруденения по отношению к гранитным массивам и морфология гранитных массивов, с которыми ассоциировано оруденение;

в) ближайшие к рудным телам фации гранитов и характеристика других магматических пород, распространенных на участке месторождения;

г) характеристика пород экзоконтакта гранитного интрузива и разреза осадочной толщи в районе месторождения;

д) литологические типы вмещающих оруденение пород и их околорудные изменения;

е) проявления иных типов постмагматической минерализации в пределах рудного поля.

В соответствии с этой шкалой была составлена исходная таблица, содержащая закодированные в единицах и нулях характеристики эталонных месторождений. С помощью описанной выше процедуры была выполнена селекция признаков и оставлены для дальнейшего исследования лишь такие, для которых в процессе обработки подтверждено возможное влияние на содержание Sn и W в рудах. Список этих признаков приведен в табл. 5.

Последующей обработкой с применением смещенного треугольника Паскаля и тестов были найдены информационные веса, характеризующие степень положительного или отрицательного влияния каждого признака на содержание Sn или W. В соответствии с количеством эталонных объектов в каждом классе вариационного ряда было увеличено количество одноименных строк и столбцов в смещенном треугольнике Паскаля. В рассматриваемом конкретном случае, поскольку в каждом классе имеются по три эталонных объекта-месторождения, количество

строк и столбцов было увеличено в три раза. Вариационный ряд, приведенный в табл. 5, построен по направлению от собственно вольфрамовых месторождений к собственно оловянным, и поэтому увеличение положительного значения признака соответствует повышению его роли в концентрации Sn и увеличению отрицательного влияния на концентрацию W.

Переходя к геологической интерпретации полученных результатов, необходимо еще раз напомнить, что с помощью приведенного вариационного ряда определяются лишь те геологические факторы, которые по-разному влияют на поведение олова и вольфрама. Поэтому среди перечисленных нет многих признаков, благоприятных и типичных для образования совместных месторождений олова и вольфрама, но не способствующих дифференциации этих металлов.

Рассматривая отдельно признаки, более характерные для оловянных или вольфрамовых месторождений, можно сделать следующие выводы.

Отчетливо выраженным геологическим фактором, способствующим разделению Sn и W, оказывается тип рудовмещающих трещин. Если концентрации олова благоприятствует локализация рудных тел в трещинах отрыва, то существенно вольфрамовые руды образуют тела в трещинах отдельности в гранитах или в трещинах двухсистемного скота в гранитах и осадочных породах. Какой-либо определенный морфологический тип из рассмотренных (штокверки, жилы, залежи) не оказывает влияния на преимущественное накопление олова. В то же время вольфрам по сравнению с оловом больше концентрируется в отдельных жилах, а не в жильных зонах.

Олово накапливается преимущественно в удалении от рудоносного интрузива в сторону экзоконтакта на расстоянии более 1,5 км; рудоносный интрузив при этом сильно удлинен и сопровождается дайками плагиогранитов, плагиогранит-порфиров, плагиогранит-аплитов. Существенно вольфрамовые руды в большей степени связаны с крупными (несколько сотен квадратных километров) многофазными гранитными интрузивами; оруденение в них приурочено к мелко-среднезернистым порфировидным гранитам, занимающим площадь в несколько десятков квадратных километров, и к наиболее поздним фазам гранит-порфиров. Наконец, определенные различия наблюдаются и в околорудных изменениях: для оловянных месторождений характерна интенсивная альбитизация, а для вольфрамовых — окварцевание и серицитизация.

Таким образом, концентрации олова в рудах в противоположность концентрации вольфрама способствует более интенсивная тектоническая жизнь рудного поля, о чем свидетельствуют удлиненные формы рудоносных интрузивов, появление разнообразных даек и участков брекчирования вмещающих пород. Здесь наблюдаются более ранние изменения вмещающих пород, выраженные в альбитизации, и происходит удаление оруденения от интрузива во вмещающие осадочно-метаморфические породы. Геологическая обстановка была благоприятна для проступления из глубинных частей рудоносного интрузива новых порций растворов, с помощью которых происходила мобилизация олова из внешней, уже раскристаллизованной эндоконтактовой области интрузива.

Особенности геологической ситуации, способствующие преимущественной концентрации W и неблагоприятные для концентрации Sn, свидетельствуют о том, что в этом случае процессы протекали в значительно более спокойной обстановке. Преобладанию W в рудах способствовала достаточно полная дифференциация рудоносных интрузивов, которая, как отмечал для вольфрамовых месторождений Западного Забайкалья А. Д. Шеглов (1966), завершалась образованием дополнительных фаз в виде штоков гранит-порфиров.

Информационные веса геологических признаков (табл. 5) могут быть с успехом использованы для определения наиболее вероятного

формационного типа вновь найденных в Забайкалье оловянно-вольфрамовых месторождений. Для этого нужно установить, присутствуют ли перечисленные признаки на исследуемом месторождении, а также подсчитать сумму их информационных весов. Проверка, выполненная на примере многих известных месторождений Забайкалья, показала, что эта сумма в 95% случаев соответствует ранее установленному формационному типу данных месторождений. Таким образом, сумма информационных весов геологических признаков, указанных в табл. 5, может служить надежным критерием для выявления на начальных стадиях исследования принадлежности найденного на территории Забайкалья месторождения к касситерит-кварцевой, вольфрамит-кварцевой или касситерит-вольфрамит-кварцевой рудным формациям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Успехи в разработке методов рудноформационного анализа и особенно логико-информационных методов изучения позволяют по-новому подойти к выделению рудных формаций, поставив во главу угла выявление связей минерального состава месторождений с геологическими условиями их образования. Это позволяет дать новое определение рудных формаций, под которыми понимаются группы месторождений со сходными и по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, функционально связанными с теми или иными повторяющимися на всех месторождениях формации особенностями геологического строения.

2. Одним из возможных путей выделения рудных формаций на основе приведенного определения является сопоставление составленных для одних и тех же месторождений параллельных классификаций, полученных в результате обработки данных о минеральном составе месторождений и об их геологических признаках.

3. Дальнейшее совершенствование сравнительных методов изучения месторождений требует вовлечения в исследование значительных объемов геологической информации. Обработка этой информации становится возможной лишь после ее специального упорядочивания. С этой целью вводится понятие о вариационных рядах рудных месторождений как о месторождениях, объединенных каким-либо общим признаком и связанных постепенными направленными и заранее обусловленными переходами в минеральном составе или в какой-либо другой характеристике.

4. На основе изучения вариационных рядов рудных месторождений логико-информационными методами становятся возможными обоснованное выявление и количественная оценка относительного влияния различных геологических факторов на заранее избранные в зависимости от цели исследования те или иные свойства месторождений — членов вариационного ряда.

5. Для изучения вариационных рядов месторождений, изменяющиеся свойства которых могут определяться или количественными или качественными показателями, предложена специальная процедура обработки геологических данных. Она заключается в определении роли геологических признаков месторождения путем комбинирования двух методов — ранее описанного в литературе метода тестов и метода определения информационных весов признаков с помощью смещенного треугольника Паскаля.

6. Исследования логико-информационными способами вариационного ряда оловянно-вольфрамовых месторождений позволило найти новые, ранее не предполагавшиеся геологические признаки, способствующие концентрации одного из названных элементов и одновременно препятствующие накоплению другого, и дать относительную количественную оценку степени влияния каждого из этих признаков. Прежде всего, но-

вым является отчетливое дифференцирующее влияние на Sp и W типа рудовмещающих трещин. Выяснено, что длительная тектоническая активность, приводящая к неоднократному вскрытию глубинных магматических камер, в большей степени способствует концентрации Sp, а сравнительно более спокойная тектоническая обстановка дифференциации обширных массивов гранитов предрасполагает к накоплению W и неблагоприятна для концентрации Sp.

7. Для месторождений касситерит-кварцевой и вольфрамит-кварцевой формаций приведены информационные веса геологических признаков, с помощью которых уже на ранних этапах изучения может быть правильно определен вероятный формационный тип вновь открытого оловянно-вольфрамового рудопроявления и выбран наиболее эффективный путь его дальнейшего исследования.

Приведенные в статье данные свидетельствуют о том, что применение логико-информационных методов способствует совершенствованию рудноформационного анализа, повышению эффективности металлогенических прогнозов.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л. К геохимии олова.— Геохимия, 1957, № 1.
- Захаров Е. Е. Опыт металлогенического районирования Европы.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. Изд-во АН СССР, 1959.
- Иванова Г. Ф. Об условиях концентрации вольфрама в грейзеновом процессе.— Геохимия, 1969, № 1.
- Константинов Р. М. Некоторые вопросы изучения эндогенных рудных формаций при металлогенических исследованиях.— В сб. «Вопросы металлогений» (Междун. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол.). Изд-во «Наука», 1965.
- Константинов Р. М. Теория рудообразования и кибернетика.— Природа, 1966, № 6.
- Константинов Р. М., Дмитриев А. Н. Использование математических методов для анализа геологических факторов, влияющих на масштабы оруденения (на примере месторождений касситеритсульфидной формации).— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 2.
- Константинов Р. М., Дмитриев А. Н. Методы обработки качественной геологической информации для определения формационного типа месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 8.
- Константинов Р. М., Сиротинская С. В., Бортников Н. С. О формационной классификации гидротермальных оловянных месторождений на статистической основе.— В сб. «Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР». Изд-во «Наука», 1972.
- Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. Изд-во «Недра», 1969.
- Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Изд-во «Недра», 1966.
- Яблонский С. В., Демидова Н. Г., Константинов Р. М., Кудрявцев В. Б., Королева З. Е., Сиротинская С. В. Тестовый подход и количественная оценка геологоструктурных факторов и масштабов оруденения (на примере ртутных месторождений).— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 2.

ЛИНГВИСТИЧЕСКИЙ ВАРИАНТ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Ю. П. Миронов

Геология — наука описательная. Как всякая описательная наука она имеет индуктивный характер, т. е. все выводы делаются от частного к общему. Действительно, сначала изучаются n объектов. Относительно этого множества высказывается какое-либо заключение и переносится на $n+1$ объектов, в чем, собственно, и заключается эвристическая ценность индуктивного подхода.

Нельзя сказать, что индуктивный подход в принципе порочен, хотя логика индуктивный вывод вообще не рассматривает как правомочное заключение. В самом деле, несмотря на нелогичность, геология уже не один век использует подобную методику и получает новые результаты. Однако следует учитывать, что при использовании индуктивного подхода неизвестно, на каком этапе исследования нас подстерегает ошибка. Именно поэтому те науки, которые называются теоретическими (например, физика), используют не индуктивный, а так называемый гипотетико-дедуктивный метод (Рузавин, 1972), который включает три этапа исследований: 1) выдвижение гипотезы на формальном уровне, 2) снижение уровня общности гипотезы путем использования математического аппарата, 3) получение проверяемых следствий. Если реальные наблюдения соответствуют полученным теоретически следствиям, высказанная гипотеза возводится в ранг закона.

В качестве примера приведем оценку с гипотетико-дедуктивных позиций открытия Галилея. Его исходной гипотезой является предположение о постоянстве ускорения всех падающих тел. Эта гипотеза формально записывается в следующем виде (первый этап):

$$g = \frac{d^2S}{dt^2}.$$

Второй этап изучения модели включает использование математического аппарата. В данном случае уровень общности гипотезы понижается при помощи двойного интегрирования предыдущей формулы. При этом получается общеизвестная формула для пути, который проходит тело:

$$S = \frac{gt^2}{2}.$$

На третьем этапе можно вычислить, какой путь тело проходит за 1, 2, 3... секунды (4,9; 19,6; 44,1 м...). Полученные значения представляют проверяемые следствия. Сравнив их с экспериментальными наблюдениями, Галилей установил, что высказанная гипотеза является законом. В дальнейшем опыт человечества подтвердил его правоту.

Геологическое исследование сейчас таково, что невыполнимо ни одно из трех условий гипотетико-дедуктивного исследования. Наши наиболее общие гипотезы пока не могут быть высказаны на формальном уровне.

Так, например, невозможно как-либо формально определить процесс дифференциации магмы, процесс гибридизма, не говоря уже о процессе формирования геосинклинали. Именно этот факт представляет собой непреодолимое препятствие для использования математического аппарата. Поэтому ни одна из наших гипотез не сопровождается набором проверяемых следствий. Это же порождает подчас жестокие, но, к сожалению, нескончаемые споры.

В данной работе поставлена задача высказать на формальном уровне какую-нибудь хотя бы очень скромную гипотезу с геологической нагрузкой, чтобы получить геологические проверяемые следствия. Сейчас положение таково, что безразлично, на каком материале будет высказана эта гипотеза; важно ее существование хотя бы в качестве первого материала для обсуждения. В дальнейшем, идя по гипотетико-дедуктивному пути, можно расширять сферу приложения подобных исследований и в будущем получить возможность теоретического моделирования различных геологических явлений, в том числе и процесса рудообразования.

При работе с геологической картой всегда имеется легенда, которая служит алфавитом (обозначим его через Γ). Последовательность событий в каждой клетке карты можно сопоставить слову, записанному в алфавите Γ . Множество слов представляет язык Φ . Таким образом, геологическую информацию можно представить в виде языка $\{\Gamma, \Phi\}$, где например:

$$\Gamma = \{a, b, c\},$$

$$\Phi = \{abb, abc, bcc, b, c\}.$$

В дальнейшем повторяющиеся события будем записывать в виде степеней, т. е. в новом варианте язык Φ представляет:

$$\Phi = \{ab^2, abc, bc^2, b, c\}.$$

Если под a , b и c понимать рудные генерации, то язык Φ описывает последовательности генераций в конкретных штупах. В этом случае Φ описывает процесс оруденения. Если под a , b , c понимать типы слоев, то слово представляет формальную запись последовательности слоев в конкретном обнажении. В этом случае Φ — стратиграфический язык.

Если a , b , c — минеральные ассоциации, то Φ — петрографический язык, а каждое слово — порода. Ниже методика моделирования геологического процесса рассматривается на примере изучения петрографических объектов, т. е. плутонических пород.

Сравнению подвергаются пять различных моделей геологического процесса.

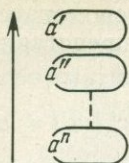
МОДЕЛЬ 1

Пусть в процессе геологического развития территории в земной коре функционировала зона растяжения, по которой вверх продвигались эманации, приводившие к формированию минеральной ассоциации a . В общем виде полагаем, что процесс был пульсационным, т. е. a образовывалось n раз.

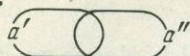
При этом формируется ареал минеральной ассоциации a , например ареал окварцевания. Отвлекаясь от возможной извилистости контуров ареала, его можно изобразить в виде схемы, которая называется диаграммой Венна.

Так как процесс формирования минеральной ассоциации a происходил не один раз, то геологическую модель формирования участка зем-

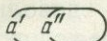
ной коры можно представить как серию «наплывающих» друг на друга ареалов минеральной ассоциации a :



В каком-то случае может возникнуть ситуация:



В другом случае может быть другая ситуация:



В языке Φ не различаются этапы a', a'', \dots , поэтому, например, $a'a'' = a^2$. Отсюда следует, что при n -актном развитии минеральной ассоциации a будет получен язык, являющийся множеством подмножеств множества $\{a^n\}$, или

$$\Phi = \{a, a^2, a^3, \dots, a^n\}, n \geq 1.$$

У каждого языка есть свои правила, или грамматика, т. е., имея набор правил (порождающую грамматику — G) и набор символов, которыми в данном случае служат минеральные ассоциации, можно построить язык $L(G)$.

У любого процесса есть начало; в математической лингвистике этому понятию соответствует понятие «аксиома». Обозначим начальную аксиому через σ . Тогда одним из правил порождающей грамматики G_1 (модель 1) будет правило

$$\sigma \rightarrow a,$$

означающее, что в любых последовательностях σ можно заменять на a , (σ представляет не терминальный, а вспомогательный символ). Кроме того, процесс формирования a неодноактен; поэтому должно быть второе правило:

$$\sigma \rightarrow \sigma a.$$

Это правило позволяет получать цепочки из a любой длины. Так, например, в правиле $\sigma \rightarrow \sigma a$ символ σ в правой части можно заменить на σa ; тогда получим:

$$\sigma \Rightarrow \sigma a a.$$

В последовательности $\sigma a a$ символ σ можно заменить на a ; поэтому возможна следующая последовательность замен:

$$\sigma \Rightarrow \sigma a a \Rightarrow a a a = a^3.$$

Все возможные разрешенные правилами замены, выполненные в любом порядке, порождают язык Φ .

Так как два указанных правила полностью описывают язык $L(G_1) = a^n$, то они исчерпывают порождающую грамматику G_1 :

$$\left| \begin{array}{l} \sigma \rightarrow \sigma a \\ \sigma \rightarrow a \end{array} \right|$$

Таким образом, имеется набор вспомогательных символов (σ), терминальных символов (a), представляющих алфавит Γ , множество P в виде набора правил и аксиома (здесь аксиомой является вспомогательный символ σ). В общем виде порождающая грамматика представляет четверку

$$(V, \Gamma, P, \sigma),$$

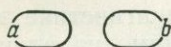
где V — множество всех символов, как вспомогательных, так и терминальных. Для модели 1 имеет место:

$$G_1 = \{V = \{\sigma, a\}; \Gamma = a; P = \{(\sigma \rightarrow \sigma a), (\sigma \rightarrow a)\}; \sigma\}.$$

Порождающая грамматика G_1 порождает язык $L(G_1)$. Какое-то конкретное подмножество $L(G_1)$ выше обозначено через Φ . Имея в виду такую простую модель, как модель 1, можно подумать, что довольно сложная символика здесь не нужна. Однако даже небольшое усложнение модели приведет к необходимости такой символики, и, чем более сложна модель, тем в большей степени символика способствует упрощению восприятия материала.

МОДЕЛЬ 2

Пусть имеются взаимосвязанные между собой минеральные ассоциации a и b , причём их ареалы не пересекаются. Пусть имеются n этапов формирования $\{a, b\}$, каждый из которых в виде диаграммы Венна можно представить следующим образом:



В данном случае множество $\{a, b\}$ представляет предметную переменную \mathfrak{L} , которая принимает значения a и b . Порождающую грамматику G_2 по аналогии с моделью 1 можно записать в виде:

$$\left| \begin{array}{l} \sigma \rightarrow \mathfrak{L}\mathfrak{L} \\ \sigma \rightarrow \mathfrak{L} \end{array} \right|$$

Первое правило грамматики G_2 утверждает неодноактность процесса, а второе служит константой процесса, ибо \mathfrak{L} может принимать значения a и b . Символ \mathfrak{L} как обозначение предметной переменной пригодится в дальнейшем; здесь же можно избавиться от него, записав порождающую грамматику в следующем виде:

$$\left| \begin{array}{l} \sigma \rightarrow \sigma\sigma \\ \sigma \rightarrow a \\ \sigma \rightarrow b \end{array} \right| = \left| \begin{array}{l} \sigma \rightarrow \sigma\sigma \\ \sigma \rightarrow a \cup b \end{array} \right|,$$

где \cup — знак объединения.

Пусть имеется какой-либо реальный петрографический язык Φ , т. е. множество пород, каждая из которых записана в виде последовательности событий; причём всего имеется два события. Имея порождающую грамматику G_2 , можно проверить, удовлетворяет Φ модели 2 или нет. В этом как раз и заключается суть математического моделирования геологического процесса. Однако, чтобы проводить сравнение Φ и $L(G)$, нужно иметь какую-либо унифицированную процедуру получения $L(G)$ при имеющейся порождающей грамматике. Таковой может служить процедура языков типа АЛГОЛ, заключающаяся в решении уравнения, составленного с использованием порождающей грамматики. Смысловую оценку этой процедуры можно найти в работе М. Гросс и А. Лантен (1971); здесь же изложим лишь формальную сторону дела.

С порождающей грамматикой сопоставляется уравнение, причем каждый из вспомогательных символов заменяется предметной переменной. Здесь используется один вспомогательный символ, поэтому он заменяется одной предметной переменной \mathfrak{L} . При объединении двух правил грамматики G_2 получаем уравнение

$$\mathfrak{L} = \mathfrak{L}\mathfrak{L} \cup a \cup b.$$

Введем некоторый идеальный элемент ω , выполняющий роль нуля, такого, что

$$\omega a = a\omega = a.$$

Тогда решение уравнения для двух шагов выглядит следующим образом:

$$\mathfrak{L}_0 = \omega,$$

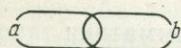
$$\mathfrak{L}_1 = \mathfrak{L}_0\mathfrak{L}_0 \cup a \cup b = \omega\omega \cup a \cup b = \{a, b\},$$

$$\begin{aligned} \mathfrak{L}_2 = (\omega\omega \cup a \cup b)(\omega\omega \cup a \cup b) \cup a \cup b &= (a \cup b)(a \cup b) \cup a \cup b = \\ &= \{a^2, ba, ab, b^2, a, b\} \end{aligned}$$

Значения \mathfrak{L}_0 , \mathfrak{L}_1 , \mathfrak{L}_2 показывают, что если система не действует, то множество возникших пород пусто (\mathfrak{L}_0). При одном акте процесса могут быть образованы породы $\{a, b\}$, при двух актах — породы $\{a^2, ba, ab, b^2, a, b\}$.

МОДЕЛЬ 3

Пусть так же, как в модели 2, функционирует взаимосвязанная пара минеральных ассоциаций a, b , причем их ареалы частично пересекаются в пространстве так, как это показано на нижеследующей диаграмме Венна:



На этой диаграмме выделяются три поля. Одно из них соответствует a , другое — ab или ba (пусть это будет ab), третье — b . Отсюда следует, что предметная переменная \mathfrak{L} в данном случае представляет множество

$$\mathfrak{L} = \{a, ab, b\}.$$

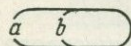
Процесс n -актного функционирования предметной переменной моделируется следующими правилами:

$$\left| \begin{array}{l} \sigma \rightarrow \sigma\sigma \\ \sigma \rightarrow a \\ \sigma \rightarrow ab \\ \sigma \rightarrow b \end{array} \right|$$

Нетрудно видеть, что правило $\sigma \rightarrow ab$ выводится из трех других правил, поэтому порождающая грамматика G_3 ничем не отличается от G_2 , иными словами, модели 2 и 3 неразличимы по языку $L(G)$.

МОДЕЛЬ 4

Пусть имеется пара взаимосвязанных минеральных ассоциаций a, b таких, что ареал b включается в ареал a , чему соответствует следующая диаграмма Венна:



Если система действует один раз, то возможно образование только двух типов пород: a , ab (два поля на диаграмме Венна), т. е. предметная переменная \mathcal{L} представляет:

$$\mathcal{L} = \{a, ab\}.$$

Правила порождающей грамматики таковы:

$$\left| \begin{array}{l} \sigma \rightarrow \sigma\sigma \\ \sigma \rightarrow a \\ \sigma \rightarrow ab \end{array} \right| = \left| \begin{array}{l} \sigma \rightarrow \sigma\sigma \\ \sigma \rightarrow a \cup ab \end{array} \right|$$

Уравнение, задающее класс языков модели 4, имеет следующий вид:

$$\mathcal{L} = \mathcal{L}\mathcal{L} \cup a \cup ab.$$

Решение уравнения для двух этапов приводит к следующим результатам:

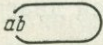
$$\mathcal{L}_0 = \omega,$$

$$\mathcal{L}_1 = \omega\omega \cup a \cup ab = \{a, ab\},$$

$$\begin{aligned} \mathcal{L}_2 &= (\omega\omega \cup a \cup ab)(\omega\omega \cup a \cup ab) \cup a \cup ab = (a \cup ab)(a \cup ab) \cup a \cup ab = \\ &= \{a^2, aba, a^2b, a'ab, a, ab\}. \end{aligned}$$

МОДЕЛЬ 5

Пусть имеется пара взаимосвязанных минеральных ассоциаций, причем отмечается наследственный характер их образования, что соответствует диаграмме Венна:



В данном случае $\mathcal{L} = ab$ и правила порождающей грамматики таковы:

$$\left| \begin{array}{l} \sigma \rightarrow \sigma\sigma \\ \sigma \rightarrow ab \end{array} \right|$$

Ясно, что язык $L(G_5)$ представляет

$$L(G_5) = (ab)^n,$$

т. е. любая порода слагается из последовательно развивающихся цепочек ab :

$$L(G_5) = \{ab, abab, \dots, (ab)^n\}.$$

Итак, приведены пять моделей, которые можно, например, рассматривать как модели гранитоидных массивов. Первая модель описывает процесс с одной минеральной ассоциацией, остальные четыре — процесс с двумя минеральными ассоциациями. Количество рассматриваемых моделей с двумя минеральными ассоциациями не является случайным. Именно четыре типа пространственных взаимоотношений возможны между двумя минеральными ассоциациями. Действительно, их ареалы могут не пересекаться в пространстве (модель 2), частично пересекаться в пространстве (модель 3), включаться друг в друга (модель 4) или совпадать друг с другом (модель 5). Модели 2 и 3 неразличимы по языку $L(G)$, поэтому в дальнейшем сравниваются по существу три модели.

Кроме того, необходимо отметить, что если минеральные ассоциации a и b не связаны между собой, то их n -актное развитие приведет к тем же результатам, что и в моделях 2 и 3. Таким образом, о существовании

предметной переменной \mathcal{E} как единой системы, т. е. о существовании взаимосвязи между минеральными ассоциациями a , b , можно судить лишь по выполнимости моделей 4 и 5.

ИССЛЕДОВАНИЕ НА МОДЕЛЯХ НЕКОТОРЫХ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

Пуринский массив плагиогранитов, гранитов и гранодиоритов обычно рассматривается в качестве юрского образования. Сейчас появился материал, показывающий, что дело обстоит несколько сложнее. В пределах массива обнаружены участки плагиогранитов с гранобластовой структурой. От плагиогранитов имеются постепенные переходы к гранитам и гранодиоритам.

Последние представляют калишпатизированные плагиограниты. Это доказывается тем, что плагиогранитная часть гранитов и гранодиоритов динамометаморфизована, а интерстиционный калишпат в них не динамометаморфизован. Процесс динамометаморфизма может осуществляться лишь в твердой среде; поэтому правомочен вывод о том, что ко времени формирования калишпата плагиограниты были в твердом состоянии.

В пользу вывода о неоднородности рассматриваемых пород свидетельствует также исследование состава галек нижнеюрских конгломератов в контакте Пуринского массива. Среди галек имеются плагиограниты, аналогичные плагиогранитам массива и динамометаморфизованной плагиогранитной части гранитов и гранодиоритов. Галек пород с калишпатом в осадочных породах не обнаружено.

Таким образом, имеется материал, свидетельствующий о том, что плагиогранитная часть гранитов и гранодиоритов имеет донижнеюрский возраст (эта часть пород динамометаморфизована и находится в виде галек в нижнеюрских осадочных породах), а калишпат — постнижнеюрский возраст, т. е. почти любая порода в массиве представляет пространственное объединение палеозойских (по крайней мере донижнеюрских) и мезозойских минеральных ассоциаций. Иначе говоря, массив имеет палеозойский + мезозойский возраст (формировался в палеозое и мезозое), т. е. он складывается полихронными породами.

Палеозойские плагиограниты не удалось дифференцировать, т. е. разложить в ряд минеральных ассоциаций, так как эти породы структурно гомогенизированы при многочисленных процессах перекристаллизации и образования новых минеральных ассоциаций в мезозойскую эпоху. Поэтому ниже разбирается лишь мезозойская история массива.

Петрографический алфавит массива (или множество мезозойских минеральных ассоциаций) представляет:

$$\Gamma = \{a, b, c, d, e, f, l, x, i, h\},$$

где a — кварц, b — калишпат, c — плагиоклаз, d — биотит, e — роговая обманка, f — пироксен, l — спессартит, x — продукты перекристаллизации, i — гранофир и пегматит, h — аплит.

Массив изучался до тех пор, пока язык Φ не перестал увеличиваться независимо от количества проводимых исследований. Такой петрографический язык назван установившимся. Установившийся петрографический язык Пуринского массива имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \Phi = \{ & xe, xed, xedh, xbd, e, h, d, b, \\ & ba, f, eh, hd, xb, bxe, xfx, \\ & adbchi, cxbfe, xf, xh, x^2e, xdh, \\ & ex, fx, bf, be, be^2, b^3, be^2h, \\ & b^3h, xd, hi, ih, lxd, dbh, i, \\ & db^2hi, fe, e\bar{l}, d\bar{f}e, d\bar{o}\}. \end{aligned}$$

Пока не удалось построить общей грамматики, порождающей язык Φ ; поэтому предпринят дифференцированный анализ языка Φ . Постановка частной задачи такова: установить, участвовали или нет в создании массива предметные переменные, принимающие разные значения, т. е. имеются ли закономерно взаимосвязанные минеральные ассоциации. О существовании взаимосвязанных пар минеральных ассоциаций может свидетельствовать правомочность для языка Φ моделей 4 и 5.

Пусть нас интересуют взаимоотношения пары x, e , т. е. ставится следующий вопрос: связан ли процесс перекристаллизации с появлением роговой обманки.

Трансформируем алфавит Γ так, чтобы в нем остались только минеральные ассоциации x, e , а остальные минеральные ассоциации рассматриваем в виде пустого множества. Тогда язык $\{\Gamma, \Phi\}$ трансформируется в язык $\{\Gamma', \Phi'\}$:

$$\Gamma' = \{x, e\},$$

$$\Phi' = \{xe, x, e, x^2, x^2e, ex, e^2\}.$$

Конкретизируя постановку задачи, можно сказать, что если язык Φ' удовлетворяет моделям 4 и 5, то на поставленный вопрос можно ответить утвердительно. Так как показатель n при символах минеральных ассоциаций не превышает 2, то при записи языков, порождаемых грамматиками моделей, можно остановиться на этапе L_2 решения уравнений.

В модели 4 одна из сравниваемых минеральных ассоциаций может быть только в цепочке с другими минеральными ассоциациями, т. е. в Φ' не должно быть одновременно в самостоятельном виде x и e . Однако в Φ' они имеются, поэтому Φ' не удовлетворяет модели 4. Модель 5 приводит к языку $L(G_5) = (xe)^n$, или $(ex)^n$. В таком языке не может быть, например, породы x^2 или e^2 , а в Φ' они есть, поэтому язык Φ' не соответствует языку модели 5.

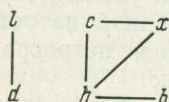
Таким же образом проверены все пары минеральных ассоциаций массива. Для каждой из этих пар получен тот же результат. Отсюда следует, что с учетом принятых допущений можно утверждать о самостоятельности каждой минеральной ассоциации Пуринского массива.

В результате геолого-петрографических исследований Шахтаминского массива получен следующий язык $\{\Gamma, \Phi\}$:

$$\Gamma = \{b, c, l, d, x, h\},$$

$$\Phi = \{b, lx, ld, ldb, ldx, xcb, xcbh\}.$$

Так же, как в предыдущем случае, проверены взаимоотношения всех пар минеральных ассоциаций, принадлежащих петрографическому алфавиту Γ . Не повторяя рассуждений, приведем лишь результаты исследований. В отличие от Пуринского массива устанавливаются пять взаимосвязанных пар минеральных ассоциаций: 1) b, h ; 2) c, x ; 3) c, h ; 4) l, d ; 5) x, h . Вместе они дают следующую систему взаимосвязанных минеральных ассоциаций:



Две группы взаимосвязей соответствуют базальтоидной и гранитоидной ветвям развития массива. Приведенная выше схема в математике называется графом с двумя компонентами. Выражаясь на геологическом языке, можно сказать, что левая компонента является базальтоидной (l — порода базальтового состава экструзивного типа, d — биотит), а правая — гранитоидной. Из четырех минеральных ассоциаций гранито-

идной компоненты магматической является одна (аплит). Аплит, по петрографическим данным, формируется путем замещения; поэтому система, включающая процесс аплитизации (h), калишпатизации (b) и перекристаллизации (x) предшествующих пород, рассматривается как продукт селективного плавления.

Базальтоидная и гранитоидная компоненты совмещены в пространстве и образовали единый массив плутонических пород, которые удалось разделить при математическом анализе. Опираясь на вывод о самостоятельности базальтоидной и гранитоидной компонент массива, можно думать, что в первые этапы своего развития массив представлял сооружение базальтоидного состава. При изучении шлифов сиенито-диоритов массива выявлен ряд реликтовых структур, характеризующих породы экструзивного типа (порфировая, офитовая и др.). Поэтому вполне возможно, что сначала массив представлял вулканическое сооружение, сложенное породами основного состава. Впоследствии развивались минеральные ассоциации кислого состава, являющиеся, по-видимому, продуктами селективного плавления и гранитизации. При развитии минеральных ассоциаций кислого состава на базе основных пород сформированы гранодиориты и сиенито-диориты массива, которые обычно рассматриваются в качестве гибридных пород.

Таким же образом были изучены еще 15 гранитоидных массивов в пределах мегасвода Восточного Забайкалья, выделенного И. Н. Томсоном, О. П. Поляковой и Н. Т. Кочневой (1972).

Пуринский массив находится примерно в центре мегасвода, а Шахтаминский — ближе к его периферии. Было показано, что минеральные ассоциации Пуринского массива самостоятельны, а в породах Шахтаминского массива выделяется целая система взаимосвязанных минеральных ассоциаций. Такая же картина наблюдается и для других массивов, т. е. минеральные ассоциации массивов в центральных частях мегасвода характеризуются большей самостоятельностью, а в краевых — меньшей. Мегасвод Восточного Забайкалья имеет вполне определенное металлогеническое значение, так как к его периферии приурочено сурьмяно-ртутное и эпитермальное золотое оруденение. Поэтому можно считать, что проведенное исследование имеет как теоретический, так и прикладной характер.

Выше пройдены все три этапа гипотетико-дедуктивного исследования. На первом была задана пульсационная модель формирования массива плутонических пород. На втором при использовании порождающих грамматик и аппарата языков типа АЛГОЛ понижался уровень общности гипотезы. В конце концов были получены проверяемые следствия в виде языков $L(G)$. Последние сравнивались с реально полученными языками Φ . При этом утверждалась правомочность той или иной модели.

ЛИТЕРАТУРА

- Гросс М., Лантен А. Теория формальных грамматик. Изд-во «Мир», 1971.
Рузавин Г. И. Гипотетико-дедуктивный метод. — В сб. «Логика и эмпирическое познание». Изд-во «Наука», 1972.
Томсон И. Н., Полякова О. П., Кочнева Н. Т. Мегасвод Восточного Забайкалья. — Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1971 г. М., 1972.

МЕГАСВОД ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И СВЯЗЬ С НИМ НИЖНЕМЕЛОВОГО «ЭПИТЕРМАЛЬНОГО» ОРУДЕНЕНИЯ

И. Н. Томсон, О. П. Полякова, Н. Т. Кочнева

В последние годы внимание геологов все больше привлекают структуры положительного знака, возникающие в процессе тектонической активизации консолидированных блоков земной коры. Это прежде всего сводовые поднятия разных порядков — структуры, подобные которым возникают и в орогенную стадию развития геосинклиналей. Методический подход к выявлению структур этого типа в настоящее время разработан еще недостаточно.

Нами изучены мезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья, которые играют важную роль в локализации оруденения. Последнее определяется тем, что Восточному Забайкалью как металлогенической провинции присущ в общем узкий возрастной интервал оруденения, несмотря на длительное полициклическое развитие этой области. Здесь широко распространены интрузивные массивы, возникшие в различные тектоно-магматические циклы; однако образование большинства месторождений, расположенных в разных структурно-формационных зонах, произошло в интервале от средней юры до раннего мела включительно. Эта особенность уже была отмечена С. С. Смирновым (1944), а недавно подтверждена авторами и Р. М. Константиновым на большом материале по определению абсолютных возрастов месторождений (Константинов и др. 1971; Томсон и др., 1964).

Убедившись в среднеюрском — раннемеловом возрасте оруденения, мы неизбежно сталкиваемся с необходимостью выяснить специфику именно тех структур, которые возникли и развивались в это время. Ранее некоторые исследователи пытались анализировать условия локализации оруденения в связи с геологическими процессами, предшествовавшими формированию положительных структур. При этом делались попытки объяснить локализацию металлогенических зон их приуроченностью к структурно-фациальным зонам геосинклинали или к «консолидированным» массивам, не учитывая при этом последующей кардинальной структурной перестройки. В позднемезозойское время в Забайкалье замкнулась остаточная раннеюрская геосинклинали и вся область вместе с прилегающими массивами ранней консолидации была вовлечена в сложно дифференцированное поднятие. Процессы седиментации локализовались во вновь возникающих грабен-синклинальных впадинах, однако геологическая летопись этого времени оказалась весьма скудной, недостаточной для реконструкции преобладавших в то время структур с преимущественной тенденцией к воздыманию. Все это требует нового методического подхода для анализа тектонических условий орогенного этапа, поскольку формационный метод тектонического районирования, с успехом применяющийся при анализе строения областей преимущественного погружения, здесь недостаточно эффективен. Так, В. А. Соловьевым (1968) на основе структурно-формационного метода была составлена карта мезозойской тектоники Забайкалья. Все Забайкалье было

отнесено к одной структурно-формационной зоне, которая характеризуется как единая активно развивающаяся область континентального поднятия. Однако это поднятие оказалось сложно дифференцированным, состоящим из множества частных сводовых поднятий, реконструирование которых важно для выяснения условий локализации мезозойского оруденения.

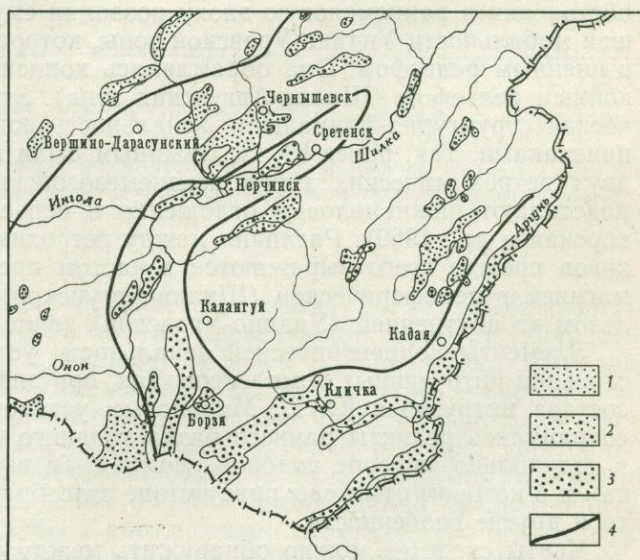
Впервые представления об особом типе тектонических движений — аркогенезе, выраженном в преимущественных поднятиях консолидированных областей, связанных с изгибом, были высказаны на примере Прибайкалья и Забайкалья Е. В. Павловским (1948) и Н. А. Флоренсовым (1948). На составленной для этой территории схеме Е. В. Павловский выделил следующие мезозойские своды: Байкальский, Даурский, Алдано-Учурский и Станового хребта. Вся территория Юго-Восточного Забайкалья, которая была объектом нашего исследования, отнесена на схеме Е. В. Павловского к Шилкинскому синклинорию. Возникновение в Забайкалье многочисленных мезозойских грабенообразных впадин Е. В. Павловский считает следствием сводообразования. В пределах сводов, возникших на платформенном основании, современные поднятия совпадают с крупными антеклизми платформенного чехла (Байкальский, Алдано-Учурский своды). Геоморфологически выражены также сводовые поднятия и в пределах области завершённой складчатости, но они являются наложенными по отношению к разновозрастным структурно-формационным зонам.

Н. А. Флоренсов (1948) также пришел к выводу, что современный рельеф Забайкалья образовался благодаря деформациям изгиба, которые медленно развивались здесь с поздней юры до настоящего времени.

На схемах Н. А. Флоренсова и Е. В. Павловского были намечены крупнейшие сводовые поднятия южной окраины Сибирской платформы и примыкающих к ней областей завершённой складчатости. Более детальное структурное районирование активизированной области домезозойской консолидации было предпринято Н. А. Фогельман (1968). Она выделила Северо-Даурский и Южно-Даурский своды, которые контролируют, например, локализацию золото-молибденового пояса Забай-

Фиг. 1. Схема раннемеловых структурно-фациальных зон Восточного Забайкалья (по Ю. П. Писцову)

- 1 — впадины Хилокско-Кыринской зоны;
- 2 — впадины Ундино-Уровской зоны;
- 3 — впадины Шилка-Аргунской зоны;
- 4 — границы структурно-фациальных зон



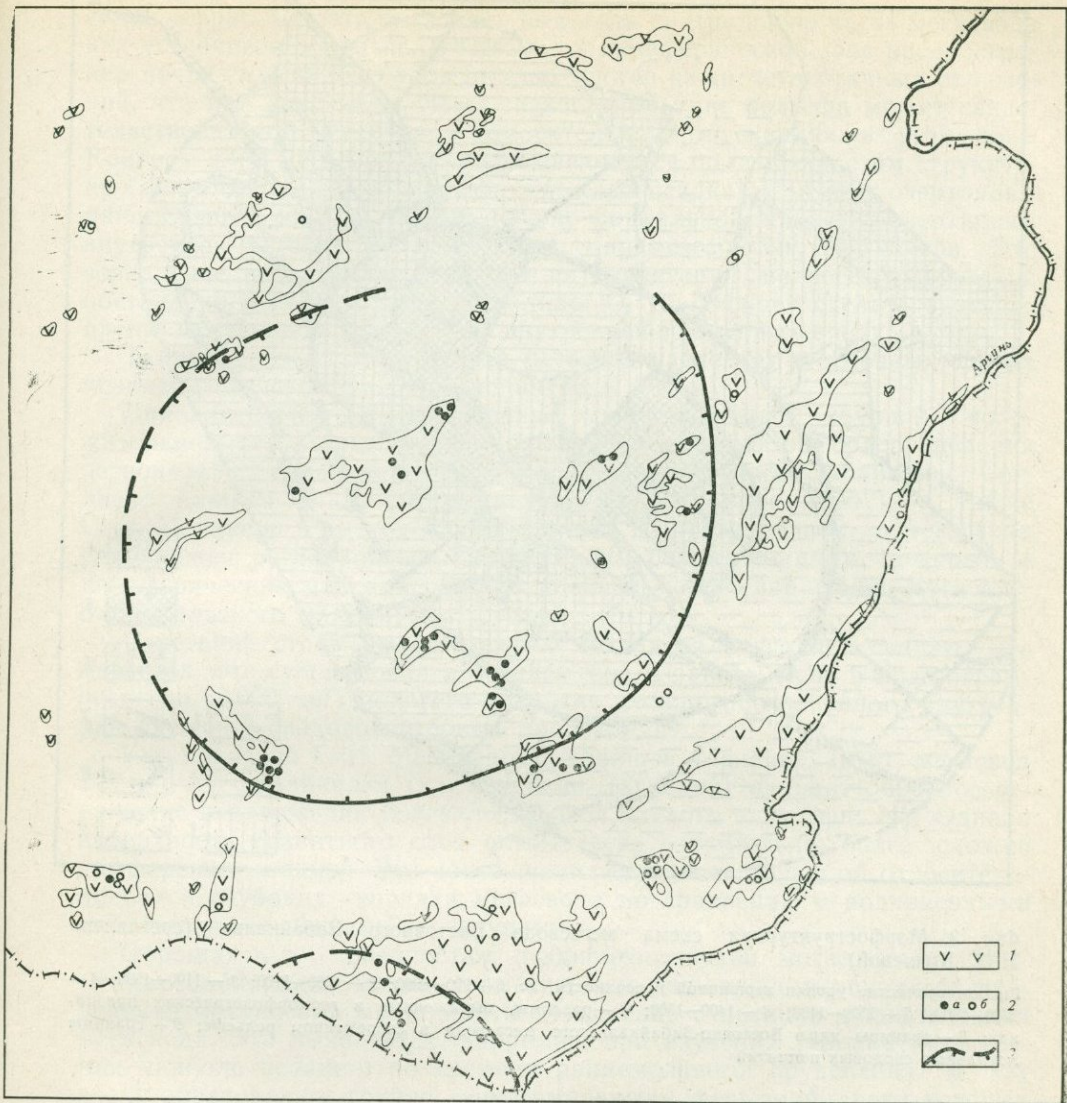
каля. При выделении структур положительного знака Н. А. Фогельман (1968) опиралась в основном на характерные для них магматические комплексы. Большая часть Юго-Восточного Забайкалья на схеме Н. А. Фогельман относится к новообразованному (поздний мезозой) Агинско-Аргунскому своду и Ундино-Уровской зоне «умеренного воздымания».

Преобразование Восточного Забайкалья из области преимущественного прогибания в сводово-глыбовую область происходило поэтапно. Субгеосинклинальный раннеюрский прогиб замкнулся и подвергся складчатости уже к началу средней юры. В это время возникли наложенные прогибы, выполненные молассой верхнегазимульской свиты. Значительная часть раннеюрских прогибов была вовлечена в воздымание. Новый процесс структурной перестройки произошел уже в конце средней юры, когда была заложена новая система узких грабенообразных впадин. Последняя структурная перестройка с полным основанием может рассматриваться как связанная с процессами автономной активизации, поскольку и система впадин и интрузивные комплексы формировались в различных структурно-формационных зонах. Общей особенностью этого времени было преобладание процессов поднятия, на фоне которых местами возникали изолированные впадины, выполненные континентальными вулканогенно-осадочными формациями. В результате этих процессов все Восточное Забайкалье в поздней юре — раннем мелу было превращено в расчлененную горную область. Палеогеографическая обстановка раннемелового времени была реконструирована Ю. П. Писцовым (1963), который детально изучил нижнемеловые отложения впадин.

По строению разрезов и фаціальным особенностям нижнемеловых отложений Ю. П. Писцов для раннемеловой эпохи в пределах мегасвода выделил две структурно-фаціальные зоны, обнаруживающие концентрическое взаиморасположение (фиг. 1). Внешняя — Шилка-Аргунская — структурно-фаціальная зона имеет форму полукольца, открытого на северо-восток. Здесь во впадинах развиты отложения березовской серии, включающие аллювиальные фации и фации глубоководных озер. Во внутренней — Ундино-Уровской — зоне впадины выполнены отложениями усть-карской свиты, в которой преобладают фации мелководных озер. Проведенный Ю. П. Писцовым анализ физико-географической обстановки в раннемеловую эпоху позволил ему сделать вывод о большей мобильности Ундино-Уровской зоны, которая отличалась более возвышенным рельефом. Она обрамлялась концентрической зоной со спокойным рельефом (Шилка-Аргунская зона). Эта необычная концентрическая структурно-фаціальная зональность подтверждается и другими признаками. Так, ранее Ю. П. Дежиным были намечены зоны развития двух петрохимических типов позднемезозойских эффузивов, которые подстилают нижнемеловые отложения и переслаиваются с ними (Фаворская и др., 1969). Различия между петрохимическими типами эффузивов прежде всего выражаются в частом преобладании железа над магнием в периферической (Шилка-Аргунской) зоне и магния над железом во внутренней (Ундино-Уровской) (фиг. 2).

Элементы концентрической зональности устанавливаются также в строении интрузивных комплексов. Так, при дифференциальном анализе состава интрузивов Ю. П. Мироновым установлено, что массивы, где сохранились реликты раннего базальтоидного субстрата, группируются в полукольцо, которое подобно упомянутому выше концентрическим зонам и в котором отмечены присутствие своеобразного трещинного биотита и другие особенности.

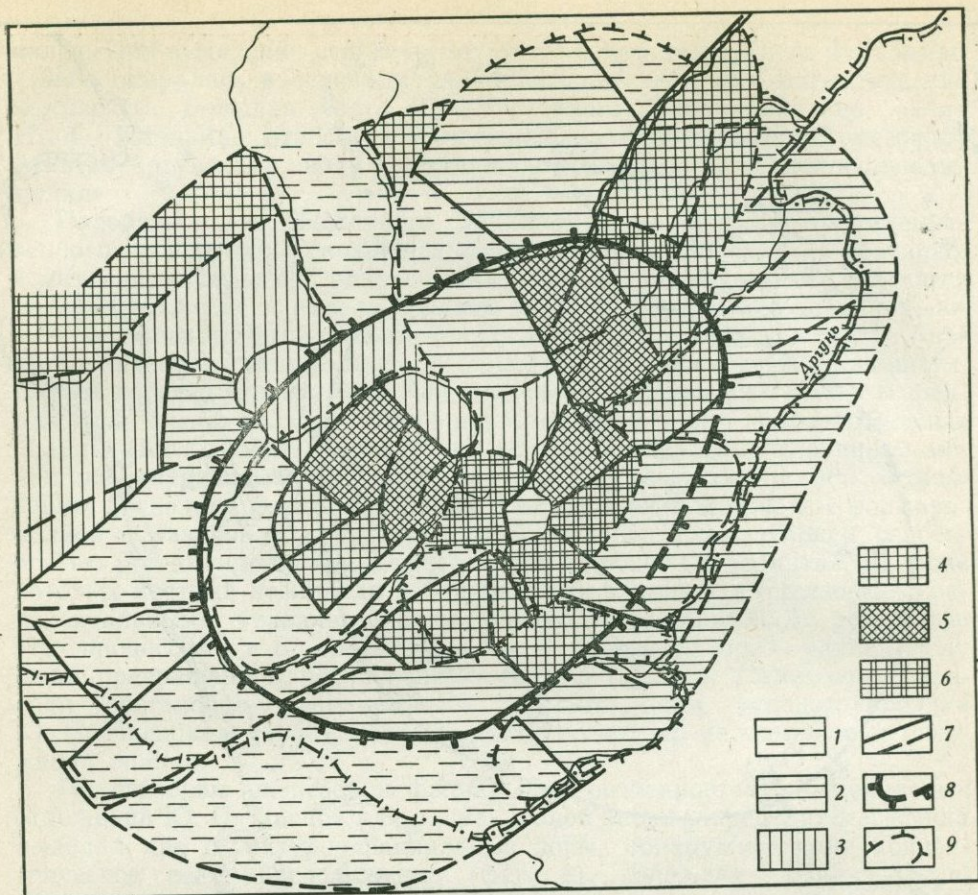
Черты сходства можно обнаружить между формой концентрических зон, намеченных по геологическим признакам, и особенностям строения мегасвода Восточного Забайкалья, воссозданным на основе интерпре-



Фиг. 2. Схема петрохимической зональности мезозойских эффузивов по Fe/Mg отношению (по Ю. П. Дежину)

1 — мезозойские вулканогенные породы; 2 — места отбора проб вулканитов «магнезиальной» (а) и «железистой» (б) серий; 3 — граница распространения вулканитов «железистой» и «магнезиальной» серий

тации структурных форм современного рельефа (фиг. 3). Остановимся несколько подробнее на результатах проведенного морфоструктурного анализа. Намечающийся в рельефе Восточно-Забайкальский мегасвод в плане имеет форму овала с длинной осью около 500 км и короткой — около 400 км. Его характерной особенностью является зональное распределение различных гипсометрических уровней рельефа. Центральная часть структуры отличается наиболее высокими гипсометрическими уровнями и представляет собой область преобладания среднегорного, резко расчлененного рельефа с абсолютными отметками до 1450 м. Эта центральная зона окаймляется широкой периферической зоной подножий, характеризующейся более низкими гипсометрическими уровнями



Фиг. 3. Морфоструктурная схема мегасвода Восточного Забайкалья (составлена Н. Т. Кочневой)

Гипсометрические уровни вершинной поверхности, м: 1 — 900—1000; 2 — 1000—1100; 3 — 1100—1200; 4 — 1200—1300; 5 — 1300—1400; 6 — 1400—1500; 7 — разломы, выраженные в геоморфологических признаках; 8 — границы ядра Восточно-Забайкальского мегасвода в современном рельефе; 9 — границы локальных сводовых поднятий

рельефа. Здесь преобладает низкоротный пологосклонный рельеф с вершинами, не превышающими 1000—1100 м, и широко распространены наложенные впадины позднемезозойского — четвертичного возраста.

Во внешней и центральной частях мегасвода отчетливо намечаются линии концентрических дислокаций, которые выражены в форме гипсометрических ступеней, а также других линейных элементов, среди которых важное место занимают тектонические долины. Помимо концентрических дислокаций, важная роль во внутреннем строении мегасвода принадлежит также и радиальным структурным элементам. Радиальные дислокации, к которым нередко приурочены долины рек, расчленяют мегасвод на крупные блоки, которые в результате вертикальных перемещений занимают различные гипсометрические уровни.

Очертания мегасвода удастся наметить и по размещению (схема В. П. Портновой) рыхлых отложений неоген-четвертичного возраста. Центральная часть структуры характеризуется прерывистостью распространения и сокращенной мощностью рыхлых отложений; средне- и верхнечетвертичные образования здесь приурочены преимущественно к крупным речным долинам и представлены аллювиальными отложениями

серии террас. Все это позволяет выделить центральную часть мегасвода как устойчивое поднятие. В кольцевой периферической зоне распространен почти сплошной покров рыхлых неоген-нижнечетвертичных отложений, что при описанном выше низкогорном типе рельефа может свидетельствовать об устойчивых относительных опусканиях в этой зоне. Контуры ядра мегасвода, вырисовывающиеся по особенностям структурных форм современного рельефа и рыхлых осадков, близки к очертаниям раннемеловой внутренней структурно-фациальной зоны и к очертаниям внутренней петрохимической зоны позднемезозойских эффузивов. Это совпадение не случайно, так как интерпретация палеогеографической обстановки в раннем мелу позволила Ю. П. Писцову сделать вывод о преимущественном воздымании внутренней зоны и в ту эпоху.

Таким образом, современный мегасвод наследует в основных чертах позднемезозойское сводовое поднятие.

Дополнительное подтверждение существованию крупной положительной структуры можно видеть в особенностях распределения региональных гравитационных аномалий в Восточном Забайкалье. Согласно данным В. Д. Огородникова, Ю. А. Зорина (1967), а также Г. И. Менакера и других исследователей в ядре намечаемого мегасвода расположен региональный Ундино-Газимурский минимум, который в периферических частях поднятия опоясан кольцевой зоной Восточно-Забайкальского максимума.

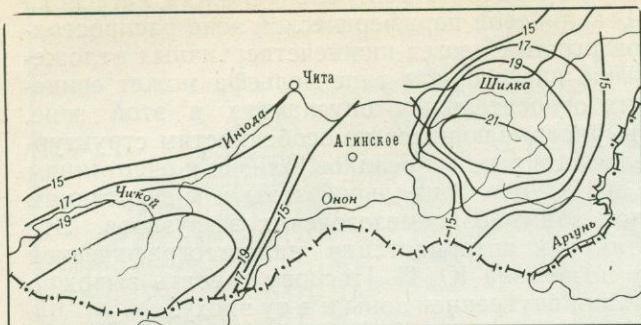
Сочетание столь разнообразных признаков позволяет считать, что мегасвод уже существовал в поздней юре и раннем мелу в виде огромного (до 50 000 км²) пологого поднятия сложно расчлененного внутренней системой сводово-глыбовых дислокаций.

Как показано Г. И. Менакером (Канищев, Менакер, 1970), мегасвод Восточного Забайкалья (как и Южно-Даурский) находит обратное отражение в положении поверхности базальтового слоя (фиг. 4). Однако поверхность гранитного слоя оказывается значительно более сложно дифференцированной. Эти соотношения свидетельствуют об относительно более глубоких «корнях» мегасвода по сравнению с подчиненными ему сводово-глыбовыми структурами.

Обращаясь к особенностям позднемезозойской металлогении Восточного Забайкалья, можно подметить, что ряд закономерностей распределения оруденения могут найти объяснение с позиции существования мегасвода. Это выявляется, например, при изучении условий размещения наиболее позднего по времени раннемелового оруденения. В эту эпоху образовалась группа «эпитермальных» формаций, среди которых преобладают флюоритовые и менее распространенные сурьмяно-ртутные проявления.

При обобщении всех данных о размещении шлиховых и металлометрических ореолов ртути и сурьмы, барита и флюорита, а также их месторождений и рудопроявлений отчетливо оконтуриваются площади проявления флюоритовой (или флюорито-баритовой) и сурьмяно-ртутной минерализаций. Устанавливается, что площади развития «эпитермальной» минерализации имеют вытянутые очертания, образуя пояса и зоны. При этом зоны флюоритовой и сурьмяно-ртутной минерализаций местами перекрываются, а местами следуют параллельно друг другу почти без перекрывания (фиг. 5).

При сопоставлении с контурами мегасвода можно видеть, что зоны «эпитермальной» минерализации следуют вдоль концентрических дислокаций мегасвода, слагая в совокупности рудоносные пояса. Можно наметить следующие концентрические пояса «эпитермальной» минерализации (см. фиг. 5). Внутренний концентрический пояс слагается из целой системы рудных зон. Одна из них прослеживается от Калангуйского к Жетковскому месторождению (северо-западное крыло мегасвода), к северо-востоку от которого она сменяется проявлениями ртутной мине-



Фиг. 4. Рельеф кровли базальтовой оболочки (мощность $ГО+ДМ$). Изолинии — в километрах (по Г. И. Менакеру)

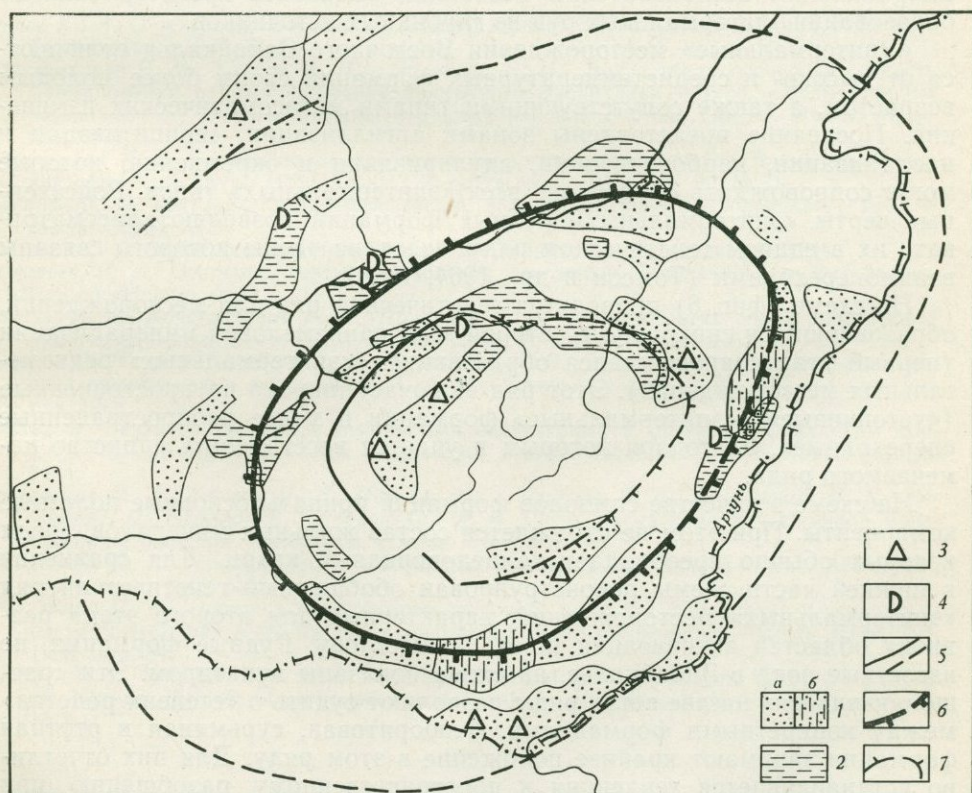
рализации и, вероятно, сливается с сурьмяно-ртутной зоной долины р. Унды. Сурьмяно-ртутная зона протягивается от низовьев р. Унды на восток через долину р. Турова и затухает к востоку от пос. Газимурский Завод. Здесь параллельно ей прослеживается в северо-западном направлении зона флюоритовых проявлений Солонечного месторождения. После значительного перерыва в юго-восточном крыле мегасвода вдоль этой же концентрической линии следует зона флюоритовой минерализации, которая прослеживается от долины р. Верхней Борзи на запад (в направлении Горсонуйского месторождения).

Следующий концентрический пояс развития флюоритовой (и флюоритово-баритовой) и сурьмяно-ртутной минерализаций приурочен к другой линии концентрических дислокаций мегасвода. Флюоритовая и флюорито-баритовая минерализации прослеживаются в виде весьма протяженной полосы от нижнего течения р. Борзи в восточном направлении в район среднего течения р. Урулюнгуя вплоть до долины р. Верхней Борзи. После небольшого перерыва этот пояс минерализации тянется на северо-восток через долины рек Средней и Нижней Борзи в виде цепи проявлений сурьмяно-ртутной минерализации, а далее от долины р. Нижней Борзи в бассейн рек Урова и Урюмкана в виде зоны флюоритово-баритовой минерализации. На продолжении этого пояса вдоль той же линии концентрических дислокаций в северной части мегасвода прослеживаются две субпараллельные зоны сурьмяно-ртутной и флюоритовой минерализаций, которые начинаются несколько восточнее долины р. Шилки, а затем следуют вдоль нее от впадения р. Боты до горы Сретенской в западном направлении. В северо-западной части мегасвода вдоль долины р. Шилки отмечаются и другие зоны развития сурьмяно-ртутной минерализации (у впадения р. Нерчи).

Помимо двух названных концентрических поясов развития «эпитермальной» минерализации, известны и другие, наиболее крупные из которых приурочены к дальней периферии мегасвода. Они расположены у северо-западного и юго-восточного подножьев мегасвода и занимают симметричную по отношению к нему позицию. Это абагайтуйская и усуглинская флюоритовые зоны. Они ориентированы согласно с направлением концентрических дислокаций мегасвода, однако не прослежены на достаточно протяженное расстояние, чтобы их можно было объединить в единый пояс.

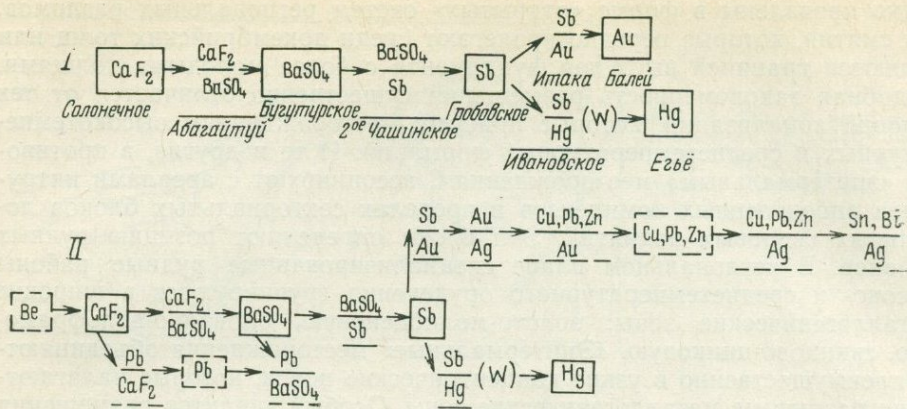
Следует добавить, что намеченные пояса флюоритовой и сурьмяно-ртутной минерализаций включают также и крупные месторождения других металлов, относящиеся к «эпитермальной» группе формаций (Балейское месторождение золота и другие). Из всего сказанного вытекает важная закономерность в локализации раннемеловой «эпитермальной» минерализации — ее тяготение к концентрическим поясам, контролируемым соответствующими дислокациями мегасвода. Эти дислокации не-

редко проявлены в форме «открытых» систем региональных разломов, зон смятия, которые нередко пролегают среди докембрийских толщ или являются границей выступов фундамента с более молодыми толщами. Подобная закономерность размещения существенно отличается от тех условий локализации, которые присущи месторождениям высокотемпературных и среднетемпературных формаций. И те и другие, в противовес «эпитермальным» месторождениям, ассоциируют с ареалами интрузивов определенных комплексов в пределах секториальных блоков локальных сводовых поднятий. Эти блоки определяют позицию рудных районов. В региональном плане специализированные рудные районы высоко- и среднетемпературного оруденения группируются в широкие металлогенические зоны: золото-молибденовую, оловянно-вольфрамовую, свинцово-цинковую. «Эпитермальные» месторождения объединяются преимущественно в узкие концентрические пояса, которые налагаются на различные металлогенические зоны. Особый характер размещения «эпитермальной» минерализации является, по-видимому, общей закономерностью. Во всяком случае в аналогичной форме она проявлена и в пределах Северо-Американских Кордильер. Согласно Э. Уиссеру (1964), эпитермальные месторождения тяготеют здесь к крупным региональным поднятиям. Так, например, «эпитермальные месторождения в Мексике сконцентрированы по краю устойчиво положительной (поднимающейся)



Фиг. 5. Схема концентрического расположения низкотемпературной минерализации в пределах Восточно-Забайкальского мегасвода

1 — зоны и пояса флюоритовой (а) и флюоритово-баритовой (б) минерализации; 2 — зоны и пояса сурьмяно-ртутной минерализации; 3 — основные месторождения флюорита; 4 — ртутные месторождения; 5 — разломы концентрической системы, выраженные в геоморфологических признаках; 6 — границы ядра Восточно-Забайкальского мегасвода в современном рельефе; 7 — границы локальных сводовых поднятий



Фиг. 6. Генетический ряд «эпитермальных» формаций Восточного Забайкалья (I) и обобщенный генетический ряд «эпитермальных» формаций (II)
 В рамку заключены «устойчивые», подчеркнуты «переходные» формации; пунктиром показаны формации, не установленные в Восточном Забайкалье

западной геосинклинали» (Уиссер, 1964, стр. 13). Эти соотношения дают американским исследователям основания высказать представления об образовании эпитермальных руд из глубинных источников.

«Эпитермальные» месторождения Восточного Забайкалья отличаются от высоко- и среднетемпературных формаций своим более молодым возрастом, а также сопутствующими типами метасоматических изменений. Последние представлены зонами аргиллизации, серицитизации и каолинизации, карбонатизации, адуляризации и окремнения, которые могут сопровождать оруденение всех «эпитермальных» типов. Родственные черты «эпитермальных» рудных формаций позволяют рассматривать их в едином генетическом ряду, соседние члены которого связаны взаимопереходами (Томсон и др., 1964, 1968).

На схеме (фиг. 6) приводится генетический ряд для месторождений, образовавшихся синхронно во второй этап раннемеловой минерализации (первый этап сопровождался образованием «эпитермальных» редкометалльных месторождений). Этот ряд включает широко распространенные («устойчивые») «эпитермальные» формации и менее распространенные «переходные», благодаря которым и удается восстановить единство намечаемого ряда.

На схеме в качестве символов формаций приняты основные полезные компоненты. При этом не отражается состав жильных минералов, среди которых обычно преобладает халцедоновидный кварц. Для сравнения в нижней части схемы реконструирован обобщенный генетический ряд «эпитермальных» месторождений, характерных для второго этапа развития областей активизации по А. Д. Щеглову. Рудные формации, не известные пока в Забайкалье, на схеме показаны пунктиром. Эти «расщепляющиеся» на две ветви ряды позволяют судить о «степени родства» между конкретными формациями. Флюоритовая, сурьмяная и ртутная формации занимают крайнее положение в этом ряду. Для них отчетливо устанавливается тенденция к пространственному разобщению при едином структурном контроле со стороны мегасвода Восточного Забайкалья. Это разобщение выражается в том, что в концентрических поясах «эпитермальной» минерализации флюоритовые и сурьмяно-ртутные зоны либо располагаются субпараллельно почти без перекрытия, либо при смене типа минерализации одна зона продолжает другую. С другой стороны, родственные, например флюоритово-баритовые и флюоритовые, проявления располагаются в пределах единой рудной зоны.

Обнаруженная закономерность размещения «эпитермальной» минерализации, которая контролируется концентрическими поясами дислокаций мегасвода, может быть использована для прогноза оруденения соответственных типов. Опираясь на пояса концентрических дислокаций, можно предположить возможное продолжение зон минерализации, а сами пояса расценивать как наиболее благоприятные для локализации «эпитермальных» месторождений. Естественно, что поясовыми группировками не исчерпываются закономерности локализации самих месторождений. Определенная роль тут принадлежит поперечным разломам фундамента (особенно входящим в систему рудоконцентрирующих), а также купольным поднятиям, располагающимся в пределах рудоносных поясов.

Особое значение имеют перспективы обнаружения типов оруденения, пока еще не известных в Забайкалье. В их числе золотая минерализация среди окварцованных, аргилизированных битуминозных известняков типа месторождения Карлин в США (Radtke, Scheiner, 1970). Подобная минерализация, родственная золото-серебряной, может локализоваться в зоне подножья мегасвода в участках выходов нижнепалеозойских известняков. В этой же зоне наиболее вероятно обнаружение и других формаций генетического ряда «эпитермальных» рудных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Зорин Ю. А. О тектонике Восточного и Центрального Забайкалья в позднем мезозое.— Геотектоника, 1967, № 1.
- Константинов Р. М., Томсон И. Н., Полякова О. П. Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья.— В сб. «Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР». Изд-во «Наука», 1971.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— Труды ИГН АН СССР, серия геол., 1948, вып. 99, № 31.
- Писцов Ю. П. Тектоника верхнемезозойских впадин Восточного Забайкалья.— Геол. и геофиз., 1963, № 9.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолиздат, 1944.
- Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. Изд-во «Наука», 1968.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П. О генетических рядах родственных рудных формаций Забайкалья.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 2.
- Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П. О системах повторных генетических рядов рудных формаций.— В сб. «Геологические формации». Л., изд-во «Недра», 1968.
- Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах.— В кн. «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.
- Флоренсов Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
- Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Труды ЦНИГРИ, 1968, вып. 84.
- Radtke A. S., Scheiner B. J. Studies of hydrothermal gold deposition, Carlin gold deposit, Nevada; the role of carbonaceous materials in gold deposition.— Ecol. Geol., 1970, № 2.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ, ОБУСЛАВЛИВАЮЩИЕ РАЗЛИЧИЯ СОСТАВОВ ГОРНЫХ ПОРОД И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПО ОПРЕДЕЛЯЮЩИМ ПЕТРОГЕННЫМ ОКИСЛАМ

П. В. Комаров

ВВЕДЕНИЕ

В одной из предыдущих работ автора данной статьи были показаны особенности минерального и химического составов пород и руд, помогающие различать их в геологических разрезах (Комаров, 1973). Кратко эти особенности заключаются в следующем. Главные петрохимические типы (группы) изверженных пород — таких, как ультраосновные, основные, средние, щелочные и т. д., а также главные типы осадочных пород (сланцы, песчаники, карбонатные породы), с достаточной степенью достоверности могут быть отличимы друг от друга по содержанию окислов четырех петрогенных элементов Si, Al, Ca, Mg, которые были названы определяющими. Горные породы всегда представлены несколькими минералами, сложенными преимущественно определяющими петрогенными элементами, сумма окислов которых более 60%. Поскольку различные петрохимические группы пород характеризуются различными соотношениями окислов определяющих петрогенных элементов, они могут быть диагностированы по содержанию этих элементов.

Месторождения полезных ископаемых, образующие сплошные минеральные тела или тела, сложенные органическими соединениями, а также месторождения с вкрапленностью полезных минералов в породах выше 15%, подразделяются на две группы.

К первой группе относятся полезные ископаемые, образующие тела, сложенные минеральными или органическими соединениями с подчиненным количеством силикатов, а также окислов кремния и алюминия в составе руд; сумма определяющих петрогенных окислов в них менее 60%.

Ко второй группе относятся полезные ископаемые, минералы руд которых состоят из определяющих элементов, в том числе, кремния и алюминия. Отличительной чертой таких месторождений является преимущественное развитие одного минерала в составе руд (например, асбеста, корунда, талька и т. д.). И хотя сумма определяющих петрогенных окислов в этих рудах более 60%, их содержания и соотношения иные, нежели во вмещающих породах.

Во второй группе в качестве подгруппы выделяются тела, образованные метасоматическими или жильными минералами. Руды этой подгруппы, как и нерудные полезные ископаемые, сложены малым числом минералов или мономинеральны; они, как и нерудные полезные ископаемые, отличаются от пород по соотношениям определяющих петрогенных окислов.

Рудные зоны с вкрапленностью полезных минералов в неизменных породах выше 15%, но менее 30% имеют сумму четырех петрогенных окислов более 60%. Однако в подобных зонах отмечается значительное снижение содержаний определяющих окислов по сравнению с безрудными породами и приближение их суммы к 60%.

Таким образом, тела минеральных месторождений, представляющие собой значительные концентрации каких-либо химических элементов, могут быть отличимы от безрудных пород по содержанию определяющих петрогенных элементов.

Задачей настоящей статьи является выяснение геохимических закономерностей в формировании горных пород и полезных ископаемых, обуславливающих изложенные различия в их составах. Эти различия удастся объяснить при рассмотрении формирования горных пород и руд месторождений с точки зрения геохимической дифференциации элементов.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ, ВЛИЯЮЩИХ НА СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Породы земной коры являются продуктом сложной многоступенчатой дифференциации химических элементов. Попытаемся проанализировать возможную эволюцию составов магматических пород, начиная от исходного вещества. За исходное вещество, из которого формировалась Земля, большинство ученых принимают метеоритное вещество (Шмидт, 1949; Ферсман, 1933; Виноградов, 1959, Угеу, 1952; Goldschmidt, 1954 и др.). Гольдшмидт, являясь сторонником «горячей» гипотезы образования Земли, предполагал, что в результате первичной дифференциации исходного расплавленного вещества, произошло разделение его на три фазы, будущие геосферы Земли. Первая фаза была обогащена металлическим железом и в связи с более высоким весом сконцентрировалась в центре Земли; выше расположилась вторая — сульфидная — фаза; на поверхность всплыли более легкие силикаты, образовав при остывании мантию Земли.

Сторонники «холодной» гипотезы (О. Ю. Шмидт, А. П. Виноградов, Г. Юри и др.) считают, что Земля, как и другие планеты Солнечной системы, сформировалась из холодного газо-пылевого облака. Затем вещество нашей протопланеты в связи с сжатием и распадом радиоактивных элементов разогревалось, расплавлялось и дифференцировалось.

Первичная дифференциация заключалась в разделении метеоритного вещества на силикатную и более тяжелую, богатую металлами часть, главную массу в которой, судя по составу метеоритов, составляет железо. Такое разделение, учитывая большие массы железа в расплаве исходного вещества, в гравитационном поле Земли неизбежно. Вероятно, железо и другие близкие ему по свойствам элементы, образуя сульфиды и мигрируя по направлению к центру Земли, увлекли с собой и основную массу серы.

Некоторые исследователи, опираясь на геофизические данные, отвергают гипотезу, предполагающую железный состав ядра, полагая, что ядро сформировалось в результате происшедшего под давлением в миллионы атмосфер фазового перехода различного, в том числе силикатного вещества в металлическое состояние (Капустинский 1956; Деменицкая 1967). Не вступая в дискуссию о том, является ядро Земли преимущественно железным или нет, следует отметить, что направление изменений состава пород, образующих верхнюю мантию и земную кору, имеет тенденцию к уменьшению содержания в них Fe (а также и S) по сравнению с исходным метеоритным веществом.

Если принять за исходное вещество Земли, вещество, отвечающее среднему составу метеоритов (см. таблицу), то наиболее распространенными его элементами, кроме кислорода, будут Fe, Si, Mg, Al, Ca, записанные в порядке их распространенности. Отсюда следует, что петрогенные элементы уступают по распространенности железу, а кальций уступает также и сере. Однако петрогенные элементы в метеоритах находятся в соединениях с кислородом, главным образом в виде силикатов.

Содержание SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , Fe и S в некоторых горных породах, метеоритах и отдельных фазах метеоритов, (в вес. %)

| № п/п | Порода | SiO_2 | Al_2O_3 | CaO | MgO | Fe | S | Сумма SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO |
|-------|---|----------------|-------------------------|--------------|--------------|-------------|--------------------|--|
| 1 | Средний состав метеоритного вещества (по Гольдшмидту) | 34,93 | 2,60 | 1,86 | 20,50 | 28,80 | 2,12 | 59,89 |
| 2 | Обычный хондрит (по Мейсону) | 39,93 | 1,86 | 1,70 | 24,71 | 13,44 | 2,15 | 68,20 |
| 3 | Силикатная фаза метеоритов (по Гольдшмидту) | 45,95 | 3,45 | 2,89 | 27,70 | 13,23 | — | 79,99 |
| 4 | Базальт (средний состав по Дели) | 49,06 | 15,70 | 8,95 | 6,17 | 7,93 | $3 \cdot 10^{-2*}$ | 79,88 |
| 5 | Эклогит (Зульцталь, Тироль—по В. Лучицкому) | 46,50 | 15,60 | 12,30 | 10,50 | 8,85 | $1 \cdot 10^{-2*}$ | 84,90 |
| 6 | Риолиты и липариты (по Дели) | 72,80 | 13,49 | 1,20 | 0,38 | 1,70 | $2 \cdot 10^{-2*}$ | 87,87 |
| 7 | Дунит (по Дели) | 40,49 | 0,86 | 0,70 | 46,32 | 5,99 | $1 \cdot 10^{-2*}$ | 88,37 |
| 8 | Металлическая фаза метеоритного вещества (по Гольдшмидту) | — | — | — | — | 90,78 | — | — |
| 9 | Сульфидная фаза метеоритного вещества (по Гольдшмидту) | — | — | — | — | 61,10 | 34,30 | — |

* Содержание S принято по А. П. Виноградову (1962₁).

Сумма наиболее распространенных петрогенных окислов — SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO ¹ — различных силикатов метеоритов составляет около 60%, т. е. преобладающую часть многоминерального метеоритного вещества. Вследствие этого исходное метеоритное вещество может быть отнесено к породе или протопороде.

При расплавлении исходного вещества Земли и его ранней дифференциации, как уже указывалось, произошло обособление от силикатного расплава протопороды некоторых ее составляющих: железа, близких ему по свойствам элементов и серы. Примерные представления о составе подобных дифференциатов были получены при плавлении метеоритов и изучения их силикатной, металлической и сульфидной фаз (см. таблицу, № 3, 8, 9), а также в результате изучения аналогичных фаз, получаемых при плавке руд в металлургических процессах. Особенно интересна эволюция силикатной части исходного расплава, формирующего мантию, при дальнейшей дифференциации которой выплавляются породы земной коры. В составе пород верхней мантии — таких, как перидотиты, дуниты, эклогиты, базальты (см. таблицу, № 4, 5, 7), которые распространены также и среди пород земной коры, наблюдается уменьшение содержаний Fe и S и увеличение содержания петрогенных элементов, по сравнению с их содержаниями в протопороде (см. таблицу, № 1, 3).

Из сравнения химических составов различных магматических пород земной коры следует, что дифференциация силикатных магматических расплавов, как выплавляемых из мантии, так и образующихся в результате вторичного переплавления пород земной коры, в большинстве случаев не приводит к образованию малокомпонентных мономинеральных образований. В процессе дифференциации этих расплавов происходит увеличение содержаний одних петрогенных элементов с комплементарным уменьшением содержаний других. Главную же определяющую роль

¹ Петрогенные элементы метеоритов даются в форме окислов для удобства их сравнения с химическими анализами пород.

в составах магматических пород всех типов играют четыре петрогенных окисла: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO . Различные соотношения этих окислов фиксируют основные изменения химического состава как исходных мантийных, так и коровых магматических расплавов в процессе их дифференциации. Указанные окислы являются определяющими и в составах осадочных пород. Это и понятно, так как четыре указанных петрогенных окисла составляют основную массу силикатных расплавов, из которых кристаллизуются магматические породы земной коры.

Наименьшую сумму содержаний определяющих петрогенных окислов (около 60%) имеет исходная протопорода. Вторичная дифференциация многокомпонентных силикатных расплавов, из которых кристаллизуются магматические породы земной коры, как правило, сопровождается увеличением содержания петрогенных элементов и, естественно, их суммы по сравнению с исходной протопородой.

Таким образом, выплавление пород земной коры происходило постепенно в результате многоступенчатой дифференциации и дегазации расплавов одного исходного вещества протопороды, за состав которой принимается средний состав метеоритного вещества.

О ФОРМАХ МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА, ОБУСЛАВЛИВАЮЩИХ ОБРАЗОВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛЬНЫХ ТЕЛ

Подавляющая масса магматических пород, формирующих земную кору, представляет собой совокупность различных алюмосиликатов. Небольшой объем среди них занимают тела, представленные преимущественно мономинеральными дифференциатами типа оливинитов, анортзитов, пироксенитов, или тела, сложенные минералами непетрогенных элементов: хромитом, сульфидами, титаномagnetитом, образовавшимся в результате процессов кристаллизационной дифференциации и ликвации в расплавах. Таким образом, главная масса вещества, составляющая твердую земную кору, мигрировала сюда в форме магматических расплавов.

В выносе ювенильного вещества из мантии, а также в его перераспределении при эволюции земной коры большое участие принимали эндогенные растворы. Летучие элементы (H, O, F, Cl, S и т. д.), отделяясь от силикатных расплавов, выносили в соединениях и те элементы, которые сами по себе являются труднолетучими. Эти элементы могли отлагаться в верхних горизонтах земной коры как непосредственно из пневматолитовых растворов, так и после их конденсации и превращения в гидротермальные.

В процессе эволюции пород земной коры, атмосферы и гидросферы происходило разрушение первичных магматических пород и образование осадочных. Последние при погружении на глубину и воздействии на них новых мантийных расплавов и растворов в отдельных случаях подвергались вторичному переплавлению с образованием новых магматических пород, вновь отщепляющих от себя летучие соединения.

Гидротермальные растворы формировались также из метеорных вод, погружившихся на глубину, нагретых там и минерализованных в результате взаимодействия с глубинными породами и дегазатами. Эти растворы так же, как и первичные мантийные, перераспределяли и выносили в верхние горизонты земной коры растворенные в них компоненты, которые выпадали из растворов при изменении физико-химических условий. По мере развития земной коры доля вторичных магматогенных и метеорных растворов, активизируемых эндогенными процессами, вероятно, постепенно увеличивалась. Однако достоверная диагностика различных составляющих гидротермальных растворов — пока еще далеко не простая задача.

Для вопросов, обсуждаемых в данной статье, важно подчеркнуть, что вещество земной коры, формировавшееся в результате выплавления из мантии, поступало из нее в двух формах — в виде силикатных расплавов и в виде растворов. Растворы вначале были газовыми, а затем частично конденсировались в гидротермальные. Такие же формы миграции элементов были и при всех других эндогенных процессах, ведущих к образованию пород и месторождений полезных ископаемых. Особенности кристаллизации минералов в каждой из указанных форм миграции элементов — из расплавов и растворов — обусловили те различия, которые существуют в составах горных пород и минеральных месторождений. Эти особенности заключаются в следующем: с понижением температуры происходила кристаллизация всех нелетучих компонентов, находившихся в данном объеме расплава; причем магматические расплавы, формировавшие земную кору, благодаря специфике их дифференциации в большинстве представляли многокомпонентные многофазные системы, что и обусловило образование многоминеральных горных пород. Элементы, перешедшие в газовые или водные растворы, при кристаллизации из них подобных пород не образуют, хотя многие минералы, образовавшиеся при кристаллизации магматических пород, могут кристаллизоваться и из растворов.

Осадочные породы земной коры представляют собой смесь различных силикатных (или силикатных и карбонатных) минералов и возникли вначале при разрушении лишь первичных магматических пород, а при дальнейшей эволюции коры — и пород другого генезиса. Продукты разрушения горных пород при экзогенных процессах мигрируют либо в виде обломков, механических взвесей различной дисперсности, либо в растворенном состоянии. Растворенные элементы могут усваиваться живыми организмами, давая начало биогенной форме миграции и дифференциации элементов. Обломки пород, осаждаемая из механических взвесей, образуют многоминеральные осадочные породы. Гораздо реже возникают условия, при которых в результате механической дифференциации происходит образование месторождений, состоящих из одного минерала, например кварца (кварцевый песок). Осадочные горные породы не образуются в случае кристаллизации элементов и их соединений из растворов при постоянных длительно сохраняющихся физико-химических условиях. Реакции в растворах экзогенного происхождения в узких физико-химических условиях, как и при эндогенных процессах, приводят к образованию одного минерала или ограниченного числа минеральных соединений элементов, устойчивых в сходных условиях. Значительные по объему мало- и мономинеральные отложения образуют месторождения полезных ископаемых. Частые изменения фациальных условий приводят к смешению осадков, выпадающих из растворов, с осадками, образующимися из механических взвесей. Такое смешение разного типа осадков приводит к формированию многоминеральных осадочных пород.

Мономинеральные и даже моноэлементные месторождения образуются в результате жизнедеятельности организмов и при их отмирании. Это залежи известняка, каменного угля, самородной серы и т. п.

О ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ, ОБУСЛАВЛИВАЮЩИХ РАЗЛИЧИЕ СОСТАВОВ ГОРНЫХ ПОРОД И ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В предыдущих разделах показано, что формирование вещества земной коры происходило в результате последовательной многоступенчатой дифференциации одного исходного метеоритного вещества. В процессе выплавления коры и ее эволюции формировались горные породы и тела полезных ископаемых. Интенсивная миграция элементов происходила главным образом в виде: 1) магматических расплавов, 2) механических

взвесей, 3) растворов (газово-гидротермальных и холодноводных экзогенных), а также 4) биогенным путем. Кристаллизация расплавов и ссаждение вещества из механических взвесей — главные пути образования горных пород.

Состав первичных горных пород в основном определялся изменением соотношений наиболее характерных петрогенных окислов SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и MgO , являющихся главными составляющими мантии. Поскольку из механических взвесей выпадают в осадок обломки горных пород, то в большинстве случаев образовывались также многоминеральные породы, состав которых зависел от состава исходных. При вторичном переплавлении тех и других эти окислы закономерно оказывались определяющими окислами вновь образующихся пород.

Таким образом, петрогенные окислы SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и MgO , составляющие основную массу верхней мантии, оказываются наиболее характерными определяющими окислами большинства пород земной коры. Выявление этой закономерности позволяет осуществлять петрохимическую характеристику пород геологических разрезов по наименьшему числу элементов.

Другая закономерность, используемая автором для установления различия пород и руд, была выявлена при анализе образований возникающих в результате проявления второй формы миграции элементов — в виде растворов, из которых и формируется подавляющее большинство полезных ископаемых земной коры. Она формулируется так: элементы, перешедшие в газовые и водные растворы, при неизменно и длительно сохраняющихся физико-химических условиях не могут отлагаться или кристаллизоваться в виде горных пород. В узких физико-химических условиях они кристаллизуются в виде мономинеральных соединений или парагенезиса минералов. Изменение физико-химических условий обуславливает кристаллизацию из растворов соединений, устойчивых при новых параметрах системы. Минеральные тела, сформировавшиеся из растворов и состоящие из одного парагенезиса минералов, обычно не имеют аналогов по составу среди горных пород. Неоднократные изменения условий минералообразования, происходящие через значительные промежутки времени, приводят к формированию минеральных образований, состоящих из различных парагенезисов минералов, совокупность элементов которых все же отличается от таковой в горных породах.

Минеральные тела или крупные скопления продуктов жизнедеятельности организмов при соответствии определенным экономическим параметрам представляют собой месторождения полезных ископаемых.

Таким образом, месторождения полезных ископаемых представляют собой скопления минеральных соединений каких-либо элементов, максимально обособившихся при природных процессах геохимической дифференциации от совокупности петрогенных элементов, характерной для силикатных расплавов и горных пород земной коры.

Обособление элементов и их соединений от расплавов происходит в виде отдельных твердых фаз и газовых растворов, а от пород — в виде водных растворов и механических взвесей. В связи с тем, что определяющие петрогенные окислы составляют основную массу мантии и литосферы, они принимают широкое участие не только в пороодообразовании, но также и в образовании минеральных залежей. Минералы, состоящие из определяющих петрогенных окислов, в различной степени распространены в телах полезных ископаемых. Это позволяет многочисленные и разнообразные полезные ископаемые разделить на группы, которые можно определить при установлении четырех петрогенных окислов.

Обобщая изложенное, можно сказать, что тела полезных ископаемых и горных пород земной коры, являющиеся продуктами многоступенчатой дифференциации единого исходного вещества, образуются в результате

проявления различных видов дифференциации элементов в различных формах их миграции (расплавах, растворах, механических взвешях, биогенной форме). Они характеризуются определенными и различающимися соотношениями четырех петрогенных окислов — SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и MgO , содержание и суммы которых диагностируют петрохимические типы (группы) пород и фиксируют среди них тела полезных ископаемых.

Эта обобщенная закономерность, обуславливающая различие составов пород и руд, и положена в основу способа обнаружения тел полезных ископаемых и определения петрохимического состава пород при поисках и разведке (Комаров, 1973).

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— *Геохимия*, 1962, № 7.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1962, № 11.
- Дементицкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд-во «Недра», 1967.
- Капустинский А. Ф. Геосферы и химические свойства атомов.— *Геохимия*, 1956, № 11.
- Комаров П. В. Различие составов горных пород и полезных ископаемых как основа поисков по петрогенным и анионообразующим элементам.— *Изв. АН СССР, серия геол.* 1973, № 3.
- Ферсман А. Е. *Геохимия*, т. 1. Л., 1933.
- Шмидт О. Ю. Четыре лекции о происхождении Земли. Изд-во АН СССР, 1949.
- Goldschmidt V. M. *Geochemistry*. Oxford univ. press, 1954.
- Urey H. C. The origin and development of the earth and terrestrial planets: a correction *Geochim cosmochim acta*, 1952, 2.

ХРОМИТОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Н. В. Павлов, И. И. Григорьева

С комплексами ультраосновных пород пространственно и генетически связаны собственно магматические месторождения хромитов. Хромиты представляют собой обособления определенной петрографической разновидности ультраосновных пород и являются, таким образом, составным членом их дифференционного ряда. Поэтому условия образования хромитов непосредственно связаны с образованием интрузивных тел ультрабазитов. Массивы ультраосновных пород размещаются в геосинклинальных областях, в зонах сопряжения геосинклиналей с платформами и на платформах. Ультраосновные массивы, время формирования которых в различных регионах охватывает период от допалеозоя до мезокайнозоя включительно, известны в большинстве геосинклинальных областей мира. Здесь они располагаются в форме поясов и тесно сопряжены с региональными глубинными разломами (Малахов, 1966). На платформах также отмечается связь ультраосновных массивов с глубинными разломами (Уэджер, Браун, 1970).

РАЗМЕЩЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТОВ И ВЫДЕЛЕНИЕ ХРОМИТОНОСНЫХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Степень насыщения геосинклинальных областей массивами ультрабазитов весьма различна. Занимаемая ими площадь в различных геосинклиналях составляет менее 1% и лишь в редких случаях достигает 3—4% (о-в Куба).

На территории СССР наибольшим распространением массивы ультрабазитов пользуются в Уральской складчатой области. В других геосинклинальных областях они известны в заметно меньшем количестве. Площади выходов отдельных массивов на дневную поверхность также весьма различны и варьируют от величин менее 1 км² до 2000 км². В платформенных областях размеры хромитоносных массивов значительно крупнее, площади их выходов достигают иногда нескольких десятков тысяч квадратных километров.

В складчатых областях внедрение и становление ультрабазитовых интрузий происходило на ранних этапах развития геосинклиналей. Массивы ультрабазитов размещаются в эвгеосинклиналях и приурочены к глубинным разломам, а в миогеосинклинальных структурах они хотя и известны, но встречаются значительно реже.

Наиболее хромитоносные интрузивы связаны с глубинными разломами, разделяющими структуры первого порядка (погружения и поднятия) и характеризующимися длительным развитием. Менее хромитоносны массивы ультрабазитов, находящиеся в связи с «короткоживущими» разломами, заключенными внутри тектонических структур первого порядка и на их крыльях (Соколов, 1971; Sokolov, 1970).

По геологическим данным устанавливается, что в геосинклинальных областях массивы ультрабазитов формировались в докембрийских,

каледонских, герцинских и мезо-кайнозойских структурах. Во всех этих структурах известны ультраосновные массивы с промышленными концентрациями хромитов, масштаб и качество которых самые различные. Наиболее крупные месторождения хромитов заключены в массивах, возраст которых определяется как докембрийский (Индия), каледонский — позднекаледонский (СССР — Урал), герцинский (Иран, Турция и др.).

В альпийских складчатых структурах также известны промышленные месторождения хромитов с запасами руд около 10 млн. т и высоким содержанием в них хрома (Югославия, Албания и др.). Сравнение выявленных запасов хромитов в разновозрастных ультраосновных интрузивах показывает, что древние структуры складчатых областей несколько более благоприятны по возможной хромитоносности, вероятно, вследствие более глубокого эрозионного среза этих структур и заключенных в них массивов ультрабазитов.

Те или иные концентрации хромшпинелидов всегда заключаются в породах петрографических формаций ультрабазитов: перидотит-ортопироксенит-норитовой, перидотитовой, дунит-клинопироксенитовой, габбро-норит-гарцбургитовой, пикрит-долеритовой, дунит-клинопироксенит-йолитовой и кимберлитовой. Из всех перечисленных формаций только три являются промышленно хромитоносными: перидотит-ортопироксенит-норитовая (на платформах), габбро-норит-гарцбургитовая и перидотитовая (в складчатых областях). В геосинклинальных областях всего мира, так же как и на территории СССР, самым широким распространением пользуется перидотитовая формация.

Перидотитовая формация объединяет массивы существенно гарцбургитового состава, в которых присутствует подчиненное количество дунитов, лерцолитов, верлитов, пироксенитов и троктолитов. По наличию и количественному соотношению перечисленных пород с гарцбургитами в ней выделяются субформации: собственно гарцбургитовая, дунит-гарцбургитовая, дунит-троктолит-гарцбургитовая, дунит-лерцолит-гарцбургитовая и пироксенит-гарцбургитовая. В зависимости от петрографического состава комплекса слагающих массивы пород находятся и масштаб хромитового оруденения, и качество руд. Крупные концентрации высокохромистых руд связаны с наиболее дифференцированными массивами, которые относятся к дунит-троктолит-гарцбургитовой и дунит-гарцбургитовой субформациям. Из-за высокой степени серпентинизации пород выделение отдельных петрографических разновидностей в пределах большинства ультраосновных массивов произведено еще недостаточно, и это затрудняет решение вопроса о принадлежности их к той или иной субформации. Только в наиболее изученных складчатых областях Урала, Малого Кавказа и некоторых районов Сибири, где произведено крупномасштабное картирование массивов ультрабазитов, представляется возможным отнесение того или иного массива к определенной субформации, а тем самым и оценка их потенциальной хромитоносности и качества руд.

В зарубежных странах хромитовые месторождения известны и на платформах, где они связаны с гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формацией. Эту формацию обычно называют стратиформной, так как она представлена интрузивными телами, в которых четко проявлена перемежаемость (псевдослоистость) пород различного состава: в нижней части тел развиты преимущественно ультраосновные, а в средней и верхней частях — габброидные и более кислые породы. Месторождения хромитов по форме рудных тел представляют собой пластообразные залежи относительно малой мощности (от 0,1 до 1,0 м), но значительной протяженности (десятки и даже сотни километров). Хромитовые руды и вмещающие их породы отличаются относительно повышенной железистостью, в связи с чем по качеству они хуже руд из массивов геосинклинальных областей, хотя запасы их исчисляются сотнями миллионов

тонн. В СССР хромитовые месторождения на платформах не известны, а охарактеризованная формация пока не выявлена. В дальнейшем разбираются лишь геосинклинальные хромитоносные формации ультрабазитов.

В результате изучения хромитоносных интрузивов в последние годы было установлено, что интрузивы приурочены к региональным разломам глубокого заложения, а наиболее крупные рудные концентрации в них — к зонам, прилежащим к подводящим каналам, и что руды определенного химического состава пространственно и генетически тесно связаны с определенными петрографическими фациями, а наиболее высокосортные руды приурочены к наиболее глубинным фациям. Эти закономерности наряду с новыми данными по глубинной геологии дают основание предполагать, что процессы отделения рудносиликатных расплавов от материнских магматических масс проходили как в подкорковых условиях (верхняя мантия), так и в процессе продвижения этих масс по глубинным разломам в верхней части земной коры. Становление хромитовых руд происходит в камере интрузива, а размещение месторождений подчинено элементам прототектоники.

Факторами, определяющими перспективную хромитоносность ультраосновных массивов геосинклинальных областей, служат:

1) принадлежность массива либо к дунит-гарцбургитовой, дунит-троктолит-гарцбургитовой и собственно гарцбургитовой субформациям перидотитовой формации либо к габбро-норит-гарцбургитовой формации;

2) приуроченность массива к долгоживущему региональному разлому, разделяющему структуры первого порядка;

3) нахождение массива в каледонских или герцинских структурах (более молодые интрузивы несколько менее перспективны по хромитоносности);

4) глубокий эрозионный срез интрузива [немаловажное значение имеют размер массива и его форма: в крупных массивах локализуются большие по размерам рудные тела (Кемпирсайский массив), и только в отжатых от погребенных тел ультрабазитов апофизах оруденение иногда может быть заключено в небольших по площади массивах (Сарановский массив)].

Рассмотрим хромитоносность геосинклинальных формаций ультрабазитов.

Хромитовые месторождения, связанные с перидотитовой формацией

Месторождения, находящиеся

в массивах дунит-троктолит-гарцбургитовой субформации

К этой субформации относятся наиболее хорошо дифференцированные массивы ультрабазитов, состоящих из различных разновидностей пород — троктолитов, гарцбургитов, пироксеновых дунитов, дунитов и хромититов. Незначительно развиты оливин-пироксеновые габбро. Хромитоносные массивы этой субформации приурочены к крупным региональным глубинным разломам, разделяющим структуры первого порядка. Для массивов характерна тесная пространственная связь с комплексами вулканогенных пород, образующих совместно с ультрабазитами типичную офиолитовую геологическую формацию. По форме тела ультрабазитов представляют собой лакколиты, лополиты, пластообразные залежи, силлы или, если они находятся во вторичном залегании (протрузии), неправильные блоки. В массивах наблюдается своеобразная зональность, выраженная в том, что среди пород в районе подводящего канала преобладают дуниты, а в удалении от него обособляются более кислые разновидности — троктолиты и габбро. Намечается

и вертикальная зональность в виде широкого развития более кислых разновидностей ультрабазитов в верхних, а более ультраосновных — в глубоких частях массивов. Характерной особенностью массивов является присутствие хромитовых месторождений с различным составом руд (Павлов, 1949).

Месторождения высокохромистых металлургических руд локализируются в полях и зонах, которые размещены или в районах подводящего канала или в глубоких зонах интрузива. Низкохромистые, высокоглиноземистые огнеупорные хромитовые руды размещаются среди пород гарцбургитового состава или в зоне перехода их к троктолит-габбровой серии пород. Высокохромистые рудные месторождения размещаются в полях или зонах, состоящих из тесно перемежающихся уплощенных шлиров дунитов и гарцбургитов. Иногда дуниты количественно преобладают над гарцбургитами. Мощность полос-шлиров этих пород варьирует от нескольких метров до 100 м и более. Основные рудные обособления имеют форму резко уплощенных и сильно вытянутых по простиранию шлиров или линзовидных тел. Обычно такие тела располагаются кулисообразно и сопровождаются многочисленными мелкими шлирами и линзами хромитов. Характерно средне- и крупнозернистое сложение руд (размер зерен 1—5 мм). Обычно это густокрапленные руды, в которых содержится 10—20% нерудных минералов.

Высокоглиноземистые огнеупорные хромиты, залегающие в полях развития гарцбургитов, по форме обособлений чаще представлены линзами, но, кроме того, известны жилоподобные тела, гнезда и неправильные штоки. Иногда они сопровождаются маломощными обособлениями дунитов, но чаще дуниты образуют тонкую оторочку (0,1—0,2 м) около рудных тел. Руды преимущественно массивные, сплошные, средне- и крупнозернистые.

К этой субформации относится уникальное по масштабам оруденение Донских хромитовых месторождений, находящихся в юго-восточной части Кемпирсайского массива на Южном Урале (Павлов и др., 1968, 1969). Сюда же относятся хромитовые месторождения Шорджинского массива, залегающие в ультрабазитовом поясе Малого Кавказа. В ультраосновных поясах других геосинклинальных областей СССР из-за недостаточной их изученности эта хромитоносная субформация еще не выявлена. Из зарубежных месторождений хромита к ней относятся некоторые месторождения Турции (Гулеман) и о-ва Кубы (массив Маяри-Баракоа).

Месторождения, находящиеся в массивах дунит-гарцбургитовой субформации

Эта группа месторождений также размещается в хорошо дифференцированных массивах ультрабазитов. По морфологии дунитовых обособлений среди гарцбургитов намечаются две категории массивов. В одной из них дуниты хорошо обособлены в поля, поддающиеся выделению на детальных картах, а в другой — перемежаются с гарцбургитами в форме полос и удлиненных шлиров небольшой мощности. Хромитоносные массивы этой субформации размещаются в ультраосновных поясах, которые приурочены как к региональным глубинным разломам, разделяющим крупные структуры первого порядка, так и к разломам, находящимся внутри таких структур и на их крыльях. По форме интрузивных тел они относятся к лакколлитам, пластообразным залежам, силлам и лополитам. Во внутреннем строении интрузивов нередко намечается зональность: верхние горизонты их сложены гарцбургитами, а более глубинные — дунитами или перемежающимися между собой дунитами и гарцбургитами с преобладанием последних. В этих массивах так же, как и в массивах предыдущей субформации, рудные обособления представлены

и высокохромистыми хромитами, и низкохромистыми с высоким содержанием глинозема. Первые локализируются в полях дунитов или в гарцбургитах с заметным содержанием шлировых обособлений дунитов. Вторые размещены преимущественно в гарцбургитах. Рудные тела обычно сгруппированы в локальных участках в виде рудных полей или размещены в форме узких и достаточно протяженных зон.

Рудные обособления по форме представляют собой резко удлиненные шлиры или линзы, жилородные тела, гнезда и наклонные столбообразные скопления с различными углами падения и склонения — от пологих до крутонаклонных (70—80°). Хромитовые руды отличаются большим разнообразием текстур. Среди них выделяются мелко-, средне- и крупнозернистые убоговкрапленные и вкрапленные разности, крупнозернистые вкрапленно-полосчатые, крупно- и грубозернистые густовкрапленные, а также массивные, почти сплошные и нодулярные руды. К этой субформации относятся следующие хромитоносные массивы: Халиловский и Аккаргинский на Южном Урале, Ключевской на Среднем Урале, Войкар-Сыннинский на Полярном Урале, Гейдаринский массив в Закавказье, Оспинский и Хара-Нурский в Восточных Саянах и др. По данным Петрашека (Petrascheck, 1957) и Хислейтнера (Hiesleitner, 1951/52), аналогичный петрографический состав имеет значительное число хромитоносных массивов Турции, Ирана, Албании, Югославии и других стран.

Месторождения, находящиеся в массивах дунит-лерцолит-гарцбургитовой субформации

Интрузивные тела рассматриваемой субформации по геологическим данным представляют собой лакколиты и моноклиналильные согласные залежи, в которых намечается вертикальная зональность. Зона лерцолитов размещается в прикровельной части интрузива, ниже располагается зона гарцбургитов, сменяющаяся далее комплексом пород дунит-гарцбургитового состава, в котором дуниты обособляются в форме крупных линз и полей. Между названными зонами имеются постепенные переходы. Мощность каждой из них составляет сотни метров. С переходом одной зоны в другую по направлению к центральным частям массива увеличивается количество дунитовых тел, представленных уплощенными шлирами и линзами мощностью от 1 м до нескольких десятков метров. В каждой из выделенных зон известно хромитовое оруденение, но наиболее крупные рудные скопления связаны с зоной дунит-гарцбургитов. В отдельных месторождениях запасы хромитовых руд исчисляются многими сотнями тысяч тонн. Однако крупных месторождений в массивах этой субформации пока не известно. Руды отличаются высоким содержанием окиси хрома. Месторождения, находящиеся в зоне лерцолитов, несколько беднее по содержанию хрома в рудообразующем хромшпинелиде. Рудные тела сопровождаются дунитами, но в некоторых из месторождений, залегающих в лерцолитах, дуниты образуют лишь маломощные оторочки около рудных тел.

Рудные залежи представлены линзовидными и шлировидными телами, гнездами и столбообразными скоплениями, а также резко вытянутыми жилородными рудными телами протяженностью более 1 км при мощности 1—3 м. Такие тела иногда сопровождаются маломощными хромитовыми линзами, невыдержанными по простиранию. Около отдельных тел вкрапленных руд обособляются жилы и жилки массивных крупно- и среднезернистых руд мощностью от 0,1 до 0,8—1,0 м, которые пересекают обособления как дунитов, так и перидотитов (артеритовые руды по Г. А. Соколову, 1948). Руды отличаются большим разнообразием текстур, но преобладают их вкрапленные и густовкрапленные разности. В незначительном количестве известны нодулярные руды. Артери-

товые руды, т. е. типично жильные образования, сложены преимущественно крупнозернистыми массивными хромитами.

К этой субформации относятся ультраосновные массивы Крака (Северный, Средний и Южный), находящийся на западном склоне Южного Урала, и массив Нурали, размещенный на его восточном склоне. Из зарубежных массивов к этой субформации может быть отнесен слабохромитоносный Конюхский массив в Югославии.

Месторождения, размещенные в собственно гарцбургитовой субформации

Первичный состав ультраосновных пород массива этой субформации характеризуется абсолютным преобладанием гарцбургитов над другими разновидностями. Массивы отличаются слабой дифференцированностью и большой однородностью. Кроме хромитовых руд в них в незначительном количестве иногда присутствуют дуниты, которые образуют мало-мощные оторочки вокруг рудных тел хромитов. По форме интрузивные тела относятся к межпластовым залежам, силлам и реже к факолитам и лакколитам. Массивы приурочены преимущественно к локальным глубинным разломам, но известны примеры, когда массив размещен в зоне регионального глубинного разлома (Уфалейский и Иткульский массивы на Среднем Урале). Характерной особенностью массивов, относящихся к этой субформации, является то, что заключенные в них месторождения имеют небольшие размеры, в них не устанавливается видимого закономерного размещения рудных тел, хотя локализация оруденения подчинена элементам прототектоники. По составу хромитовые руды характеризуются средним качеством (содержание Cr_2O_3 в них 38—44 вес. %).

Рудные тела представлены уплощенными линзами, жилоподобными обособлениями, гнездами и столбообразными скоплениями. Обычно такие тела имеют крутое падение и склонение. Характерными текстурами руд являются густокрапленные и массивные структуры — средне- и крупнозернистые. Нодулярные руды не характерны.

К этой субформации относятся такие хромитоносные массивы Урала, как Верблюжегорский, Верхне-Уфалейский, Иткульский, Успенский, Куликовский и ряд других, некоторые хромитоносные массивы Югославии, Греции, Турции, Ирана, Пакистана и других стран.

Хромитовые месторождения, связанные с габбро-норит-гарцбургитовой формацией

К названной формации принадлежат массивы, сложенные железистыми разностями гарцбургитов и породами габброидной серии. По условиям геологического положения эта формация отличается от перидотитовой по размещению в миогеосинклинальных зонах складчатых областей и не связана с вулканогенными комплексами. Месторождения хромитов залегают непосредственно в гарцбургитах и не сопровождаются обособлениями дунитов. Дуниты вообще не характерны для этой формации. Гарцбургиты имеют неравномерную зернистость, пойкилитовое сложение и повышенную железистость (содержание FeO — 13—18%). В сильно метаморфизованных габбро устанавливаются разности, содержащие орто- и клинопироксены. Хромитовые руды отличаются высоким содержанием железа и алюминия и повышенным по сравнению с хромитами из перидотитовой формации количеством титана и ванадия. Массивы, относящиеся к этой формации, характеризуются малыми размерами (менее $1 км^2$), но несут крупные скопления хромитовых руд, исчисляемые многими миллионами тонн. Массивы имеют форму крутопадающих моноклинально залегающих тел, резко удлинённых в одном

направлении. По-видимому, изученные массивы являются апофизами более крупных погребенных интрузивных тел.

Рудные залежи представлены жилоподобными телами большой протяженности или невыдержанными по простиранию линзами и гнездами. Мощность рудных тел колеблется от 2—3 до 10—12 м, длина по простиранию до нескольких сотен метров. Руды представлены главным образом среднезернистыми массивными почти сплошными разностями с заметно проявленной полосчатостью. Во вмещающих руды гарцбургитах обособляются участки, сложенные вкрапленными рудами и имеющие форму неправильных гнезд и линз. Характерно большое постоянство состава рудообразующих хромшпинелидов.

К этой формации относятся два хромитоносных массива — Северный и Южный Сарановские, а также Тесовский массив с хромитовыми рудопроявлениями, которые входят во внешний гипербазитовый пояс западного склона Среднего Урала. В других складчатых областях СССР эта формация пока еще не выявлена. Нет примеров и среди зарубежных хромитоносных массивов. Однако для объединения этой формации с формацией стратиформных платформенных интрузий (гарцбургит-ортопироксенит-норитовой), как это делается некоторыми авторами, нет достаточных оснований. Двучленный состав массивов описываемой формации (габброиды и перидотиты) указывает на их образование не из перидотитовой по составу, а из несколько более кислой магмы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из рассмотрения особенностей формаций ультрабазитов геосинклинальных областей можно сделать следующие выводы по их хромитоносности.

1. Массивы ультрабазитов образуют пояса, расположенные в зонах глубинных разломов разного порядка. Наиболее хромитоносные массивы приурочены к глубинным разломам, разделяющим региональные структурно-тектонические зоны первого порядка — поднятия и опускания. Менее хромитоносные массивы размещаются в локальных разломах, находящихся внутри таких зон.

2. Более древние по возрасту ультраосновные массивы (каледонские, герцинские) несколько богаче хромитовыми рудами, чем массивы более молодого возраста (мезозойские), однако и эти массивы содержат значительные по запасам хромитовые месторождения.

3. В геосинклинальных областях только две петрографические формации промышленно хромитоносны — перидотитовая и габбро-норит-гарцбургитовая. В перидотитовой формации наиболее хромитоносными являются хорошо дифференцированные массивы, относящиеся к дунит-гарцбургитовой и дунит-троктолит-гарцбургитовой субформациям.

4. В перидотитовой формации масштаб хромитовых месторождений находится в прямой зависимости от размера массива, а качество руд — от степени дифференцированности интрузива и высокой магнезиальности пород. Локализация месторождений подчинена петроструктурным особенностям интрузивов.

5. Определяющим условием оценки промышленной хромитоносности является установление формационной принадлежности ультраосновного массива и выявление особенностей его петрографического состава для отнесения к той или иной субформации. А это возможно только при изучении массива путем геологического картирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Малахов И. А.* Петрохимия ультрабазитов Урала.—Труды Ин-та геологии УФАН СССР, 1966, вып. 79.
- Павлов Н. В.* Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом ультраосновных интрузивов.—Труды ИГН АН СССР, серия рудн. месторожд., 1949, вып. 103, № 13.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. Изд-во «Наука», 1968.
- Павлов Н. В., Чупрынина И. И., Острогорская О. П.* О составах сосуществующих хромшпинелидов из пород и руд дунит-гарцбургитовой формации.—Геол. рудн. месторожд., 1969, № 2.
- Соколов Г. А.* Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения.—Труды ИГН АН СССР, серия рудн. месторожд., 1948, вып. 97, № 12.
- Соколов Г. А.* О прогнозировании хромитовых месторождений.—Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты. М., 1971.
- Уэджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. Изд-во «Мир», 1970.
- Hiessleitner G.* Serpentin und Chromerz — Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. 1951/52, Bd. I, II.
- Petrascheck W.* Die genetische Tipen des Chromlagerstätten und ihre Aufsuchung.—Erzmetall, 1957, 10, H. 6.
- Sokolov G. A.* Regime of the Deep Faults and Origin of the Cromite Deposits. IMA- IAGOD Meetings 70, Collected Abstracts, Japan, 1970.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ФОРМИРОВАВШИХСЯ В РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Г. Г. Кравченко

Сравнительное изучение хромитовых месторождений, расположенных в пределах геосинклиналей, позволяет выявить ряд отличительных структурных особенностей, свидетельствующих о различной интенсивности тектонических деформаций, которым подвергались кристаллизовавшиеся рудносиликатные массы тех или иных месторождений.

Первые наиболее детальные работы по изучению структурных особенностей хромитовых месторождений проведены Г. А. Соколовым, который изложил полученные данные наряду с другими материалами в ряде работ (1936, 1938, 1941 и др.) и обобщил в замечательной монографии по хромитам Урала (Соколов, 1948). Этим исследователем показана роль вязкостных свойств кристаллизующегося расплава в процессе формирования тектонически ослабленных зон, рассмотрены убедительные примеры возникновения флексур скальвания, детально изучены ориентированные текстуры, выявлено влияние тангенциальных тектонических усилий в период кристаллизации рудносиликатных масс и т. д.

Отмеченные и многие другие полученные Г. А. Соколовым данные в настоящее время имеют большую ценность, являясь основой для дальнейшего изучения структурных особенностей хромитовых месторождений. Специальные работы по изучению этих особенностей, а также ознакомление с литературными данными показали, что в отличие от становления хромитоносных массивов платформенных областей становление содержащих хромиты ультрабазитовых массивов геосинклинальных зон происходило в условиях проявления тектонических напряжений различной силы. Развивавшиеся при этом усилия, воздействуя на кристаллизовавшийся рудносиликатный расплав, вызывали его перемещение в определенном направлении. Происходило смятие пластичных масс расплава с возникновением в нем складчатых структур, образование линейно-плоскостных текстур и текстур растаскивания, формирование рудных жил и возникновение многих других структурных осложнений, рассмотренных автором ранее (Кравченко, 1969).

В результате проведенных работ удалось выяснить, что такие структурные осложнения проявлены на различных месторождениях по-разному. Это особенно заметно при сравнении месторождений различных геосинклинальных зон. В качестве примера можно привести месторождения Урала, Малого Кавказа, Югославии, Кубы, изучавшиеся автором. Можно сказать, что наиболее интенсивные деформации в период рудообразования претерпели хромитоносные массивы Урала, менее значительные — массивы Малого Кавказа и Югославии, а наименьшие — массивы Кубы. Судя по литературным данным, интенсивность проявления структурных осложнений массивов ультрабазитов неодинакова и в других геосинклинальных зонах. Кроме того, ультрабазиты и хромитовые руды, даже формировавшиеся в пределах одной и той же геосинклинали, в разных ее частях испытывали тектонические напря-

жения различной интенсивности и потому также характеризуются различной степенью проявления структурных осложнений.

Следует отметить, что в данной статье рассматриваются лишь хромитовые массивы, приуроченные к поясам магматических пород единой формации.

Приведем сравнительную характеристику структурных особенностей хромитовых месторождений двух районов, расположенных в пределах различных геосинклиналей и в период рудообразования подвергшихся тектоническим деформациям различной интенсивности — месторождений Южного Урала и Восточной Кубы. Сопоставление этих районов приведено в связи с тем, что различие структурных особенностей расположенных здесь хромитовых месторождений проявлено особенно контрастно.

В пределах Южного Урала наиболее детально изучались месторождения Кемпирсайского ультрабазитового массива; дополнительные данные собраны по месторождениям Хабарнинского массива. В восточной части Кубинской геосинклинали выяснялись структурные особенности месторождений крупных массивов ультраосновных пород — Пинарес де Маяри, Моа-Баракоа (провинция Ориенте).

Кратко охарактеризуем те структурные осложнения, которые существенно проявились в условиях интенсивных тектонических деформаций (район Южного Урала) и оказались не столь значительными при менее активной тектонической жизни региона (Кубинская геосинклинали).

Линейно-плоскостные текстуры являются наиболее широко распространенными структурными осложнениями. Они формировались при тектонических деформациях, проявившихся в период кристаллизации рудно-силикатного расплава, и представлены закономерно вытянутыми цепочками аксессуарных хромшпинелидов и зерен бастиа, полосчатостью в рудных телах и другими ориентированными элементами.

Изучение линейно-плоскостных текстур на ряде месторождений Южного Урала показало, что эти текстуры имеют весьма изменчивое простирание. В частности, это хорошо видно на месторождениях Кемпирсайского массива ультрабазитов. На ряде месторождений (Южное, Юго-Западное) хорошо проявлено север-северо-западное направление ориентировки текстурных элементов, а в расположенных севернее месторождениях Спорное и Комсомольское — близкое к широтному. На месторождении VI-Геофизическое, находящемся близ месторождения Комсомольское, отмечена северо-восточная направленность ориентированных элементов, а на месторождении Северо-Западное, которое находится севернее, установлена север-северо-западная их вытянутость. В одном из логов, где ультрабазиты непрерывно обнажаются на интервале около 3 км, можно видеть постепенный изгиб ориентированных текстур, изменяющих направление от северо-западного до северо-восточного.

На основании изучения ориентированных текстур и критического рассмотрения многочисленных гипотез об их происхождении Г. А. Соколов (1948) показал, что эти текстуры возникли при кристаллизации гомогенного магматического расплава под действием ориентированного давления. Г. А. Соколов установил несогласие плоско-параллельных ориентированных текстур массива Южный Крака пологому залеганию поверхностей псевдослоистости пород. Данные Г. А. Соколова полностью подтверждены последующими наблюдениями. В частности, автором установлено, что плоскостные элементы ориентированных текстур этого массива имеют близвертикальное падение.

Как установлено автором, аналогичные соотношения отмечены и в пределах Кемпирсайского массива — здесь псевдослоистость пород имеет общее пологое залегание, а ориентированные текстуры — близкое к вертикальному. Эти текстуры занимают секущее положение по отношению к перемежающимся прослоям дунитов и перидотитов и возникли под

действием тангенциальных тектонических усилий в поздние этапы становления массива. Интенсивность деформаций была значительной и достаточной для переориентировки направления движения кристаллизовавшейся магмы. В период внедрения магматические потоки имели общее близкое к горизонтальному направление, в результате чего образовалась пологая псевдослоистость. В последующем при воздействии тангенциальных усилий возникли субвертикальные поверхности ламинарного движения рудных и силикатных масс, что зафиксировано близким к вертикальному падением плоскостных элементов ориентированных текстур.

Хромитовые месторождения Кубы формировались в условиях менее интенсивных тектонических деформаций, в результате которых ориентированные текстуры оказались выдержанными по направлению на расстояниях, измеряемых многими километрами. На это, в частности, указывают систематические наблюдения на значительной площади массива Пинарес де Маяри, произведенные в процессе структурно-петрографических исследований Н. В. Павловым, автором и И. И. Григорьевой. Полученные данные показывают, что здесь отклонения от общего субширотного простирания ориентированных текстур обычно не превышают $10-20^\circ$. Какие-либо значительные изгибы этих текстур не установлены; чаще наблюдались весьма пологие изгибы псевдополосчатости пород на небольших интервалах. Характерной особенностью строения массивов является соответствие залегания псевдослоистости пород (перемежаемости перидотитов и дунитов) и ориентированных текстур. Линейно-плоскостные элементы обычно имеют достаточно пологое падение, не превышающее $30-40^\circ$ и соответствующее углам падения прослоев перидотитов и дунитов, шпиров дунитов в перидотитах и уплощенных рудных телах. Крутое, близкое к вертикальному залегание ориентированных элементов не отмечено, как не установлено и их секундное положение по отношению к залеганию ультрабазитов и хромитовых линз. Однако отсутствие крутого падения ориентированных текстур не может служить указанием на то, что в период становления ультрабазитов и формирования рудных тел не проявлялись тангенциальные тектонические усилия. Эти усилия не были значительными и не привели к переориентировке линейно-плоскостных элементов, но их воздействие оказалось достаточным для заложения крутопадающих тектонически ослабленных зон, в которые проникало рудное вещество, отделявшееся от кристаллизовавшихся рудных масс. В результате формировались близкие к вертикальным жилообразные тела хромитов, нередко имеющие диагональное направление по отношению к вытянутости оси геосинклинали.

Текстуры растаскивания образовались одновременно и совместно с линейно-плоскостными текстурами. Они представлены извилистыми цепочками зерен и агрегатов хромшпинелидов, разделенными тонкими неправильными жилообразными агрегатами серпентинизированного оливина. Эти рудные цепочки и разделяющие их силикатные прожилки направлены строго поперек ориентированных текстур. В случае изгибания линейно-плоскостных элементов соответственно изменяют направление и текстуры растаскивания. Особенно отчетливо это можно было видеть на месторождении Касимба (Куба), где линейно-плоскостные элементы достаточно резко изменяют направление, образуя дугообразный изгиб. Текстуры растаскивания на каждом участке сохранили ориентировку, поперечную к направлению линейно-плоскостных текстур. Ранее автором отмечалось, что текстуры растаскивания в гипербазитах геосинклинальных зон образуются в период перемещения рудносиликатного расплава (Павлов и др., 1968). Пластичные массы, перемещающиеся в определенном направлении, одновременно испытывают растяжение в поперечном направлении.

Текстуры растаскивания проявлены на всех месторождениях Кемпирсайского массива. Они наблюдаются в полосчатых редковкрапленных рудах и более часты в полосчатых средне- и густовкрапленных разностях. Эти текстуры установлены также в весьма густо вкрапленных, почти сплошных хромитах, наблюдаются в нодулярных и других рудах. Характеризуемые текстуры распространены столь значительно, что могут наблюдаться почти на каждом обнажении. Еще более широко развиты они на месторождениях Хабарнинского массива, где значительно распространены полосчатые мелкозернистые вкрапленные руды.

На месторождениях Кубы отмечались текстуры растаскивания, аналогичные развитым в уральских хромитоносных массивах ультрабазитов. Однако в рудах кубинских месторождений они наблюдаются реже и не всегда столь отчетливо выражены. В весьма густовкрапленных рудах они чаще всего отсутствуют, а в сплошных не отмечены совершенно.

Складчатые структуры на месторождениях Кемпирсайского массива проявлены широко и многообразно и имеют самые различные амплитуды. Наиболее крупные, многокилометровые «сводовые» поднятия, по данным В. П. Логинова и Г. А. Соколова, подтвержденным исследованиями Н. В. Павлова (Логинов и др., 1940; Павлов и др. 1968), контролируют распределение хромитовых руд массива. Менее значительные складчатые структуры определяются изгибом ориентированных текстур в породах. Еще более мелкие складки отмечены в рудных телах месторождений массива. Более отчетливы складки Хабарнинских месторождений. Амплитуды их обычно составляют первые метры. Наряду с этим в рудных телах ряда месторождений наблюдаются и более мелкие складки вплоть до микроплойчатости. Среди складчатых структур выделяются несколько типов: складки продольного сжатия, волочения, течения, складки вблизи тектонически ослабленных зон смещения и др. Установлено, что направление осевых плоскостей складок продольного сжатия соответствует направлению плоскостных элементов ориентированных текстур. Это позволяет связывать формирование складок продольного сжатия с проявлением тангенциальных тектонических усилий.

На месторождениях Кубы складчатые структуры весьма редки. Наблюдаются лишь слабые изгибы псевдополосчатости пород. Обычно это отмечается на участках, площадь которых не превышает 1—2 м². Наиболее существенный изгиб рудных полос отмечен на месторождении Ла Эстрея. Здесь эти полосы отклоняются от первоначального направления на 25—30°. На некоторых других месторождениях установлены лишь слабые изгибы рудных обособлений.

Шлиры ультрабазитов (дунитов в перидотитах и перидотитов в дунитах) по своей морфологии существенно различны в массивах Южного Урала и Кубы.

В пределах Кемпирсайского массива шлиры перидотитов в дунитах, содержащих единичные зерна пироксенов, наблюдались в логе Джарлы-Бутак. Здесь перидотиты оказались будинированными и представлены хорошо выраженными короткими, сильновыпуклыми линзами. В ряде случаев такие линзы прослеживаются в виде непрерывных цепочек. По-видимому, цепочки возникли в результате будинирования протяженных прослоев перидотитов. О развитии процессов будинирования в период становления ультрабазитового массива свидетельствуют единая ориентировка пироксенов в разных частях линз (Кравченко, 1969), приспособление рудных обособлений к очертаниям линзовидных тел и другие данные.

На месторождении VI-Геофизическое можно наблюдать чередование перидотитов и дунитов. Перидотиты иногда образуют выпуклые линзовидные тела. Отмечаются и отдельные элементы будинированных тел, имеющих более уплощенную форму. Уплощенные линзы перидотитов

наблюдались также в бортах карьера на месторождении Комсомольское. Местами эти тела испытывают пережимы и раздувы.

Шлировые тела дунитов в перидотитах отмечаются на различных участках массива. Эти тела по форме приближаются к линзам, хотя и имеющим неправильные очертания.

В пределах ультрабазитовых массивов Кубы, слагаемых в основном перидотитами, дуниты встречаются чаще всего в виде мелких шлиров. Особенно интересные шлировые тела наблюдались автором в массиве Пинарес де Маяри, в районе месторождений Потоси, Кайогуан (массив Моа-Баракоа). Эти шлиры часто имеют небольшую мощность, поэтому полностью видна их общая форма. Повсеместно шлировые тела имеют форму строго выдержанных по мощности пластовых тел; их залегание и направление плоскостных элементов ориентированных текстур совпадают. На отдельных обнажениях вскрыты дунитовые «прослой», имеющие мощность около 2 см и прослеживающиеся на 5—7 м без изменения мощности. Столь же выдержаны и более мощные (10—30 см) «пласты» дунитов. Пластообразные тела дунитов, обладающие мощностью, измеряемой метрами, также ограничиваются на обнаженных интервалах параллельными контактами, которым строго соответствуют направления плоскостных элементов ориентированных текстур в породах.

Перидотитовые тела в дунитах наблюдались в борту карьера на месторождении Каледония. Перидотиты представлены пластообразными или сильно уплощенными линзообразными телами, согласными с псевдослоистостью и с ориентировкой линейно-плоскостных текстур.

Указанные особенности свидетельствуют о том, что ультрабазитовые тела Кемпирсайского массива подвергались в период его становления существенному будинированию, в то время как ультрабазиты кубинских массивов почти не были затронуты этими процессами.

Рудные жилы наблюдаются на всех месторождениях Кемпирсайского массива, где их количество составляет многие сотни. Обычно мощность жил незначительна (3—5 см); однако встречаются жильные тела, имеющие мощность до 0,5 м. Такие тела выдержаны по мощности и имеют крутое падение. Изредка на месторождениях обнажаются крупные дайкоподобные хромитовые тела, имеющие близкое к вертикальному залегание и характеризующиеся весьма изменчивой мощностью.

В вопросе о генезисе жильных тел автор придерживается представлений Г. А. Соколова (1948), который считает, что еще до полного затвердевания рудная масса была способна давать трещины, очевидно вследствие высокой вязкости системы. В эти трещины отсасывался рудный расплав и возникали секущие жилы хромита. Г. А. Соколовым отмечены и разветвляющиеся рудные струи, похожие на жилы с апофизами, которые, по его мнению, образовались также в еще не полностью раскристаллизованных дунитах. В дунитовых массах под действием динамических усилий формировались разнонаправленные тектонически ослабленные зоны, в которые проникал рудный расплав.

Весьма важным является указание Г. А. Соколова на закономерную направленность фракционирования рудного расплава: чем позднее происходит фракционирование, тем более богатая рудная жидкость отсасывается. Это подтверждается собранными автором многочисленными данными о составе хромитовых жильных тел, среди которых удается выделить три возрастные группы: 1) самые ранние тела, сложенные бедными рудами; 2) более поздние жилы с более богатыми рудами и 3) самые поздние жилы, сложенные почти сплошными хромитами.

Самые ранние жильные тела обычно согласны направлению ориентированных текстур во вмещающих ультрабазитах. Рудные агрегаты в этих жилах также вытянуты в соответствии с общим направлением линейно-плоскостных элементов в ультраосновных породах. Такие жилы обычно слагаются редко- или средневкрапленными рудами. Границы

жильных тел несколько расплывчаты из-за того, что отдельные зерна и агрегаты хромитов выступают в сторону дунитов.

Более поздние жилы слагаются чаще всего средне- и густовкрапленными хромитами. Они имеют выдержанную мощность, одно и то же залегание на большом протяжении, а по отношению к направлению линейно-плоскостных текстур в породах занимают как согласное, так и секущее положение. Характерной особенностью является отсутствие элементов ориентировки в рудах, слагающих эти жилы. Обычно хромшпинелиды обособляются в виде агрегатов, которые имеют неправильную грубоизометричную или несколько вытянутую в различных направлениях форму. Границы рудных жил, как и в ранее рассмотренных жильных телах, несколько расплывчаты.

Самые поздние рудные жилы слагаются массивными хромитами. Каких-либо признаков ориентировки рудных агрегатов здесь не установлено. Рудные жилы занимают секущее положение по отношению к ориентированным текстурам ультрабазитов. Границы жил отличаются от границ ранее рассмотренных тел. По данным Г. А. Соколова (1948), при проникновении в ультрабазиты поздних порций рудного расплава возникают эпигенетические отношения рудных агрегатов с ультрабазитами. Наблюдения автора на многих объектах подтверждают эти данные. Поздние жилы ограничиваются прямолинейными, весьма четкими, резкими контактами. Здесь нет постоянных, расплывчатых границ. Нередко рассматриваемые жильные тела имеют угловатые, ступенчатые формы. Характерно наличие жилообразных апофиз, ответвляющихся от этих тел.

На месторождениях Кубы типичные рудные жилы весьма редки. В пределах многих изучавшихся автором месторождений встречено лишь несколько крутопадающих жил. Столь ограниченное распространение жильных тел указывает на относительно малую интенсивность тектонических напряжений, проявившихся в период кристаллизации рудно-силикатных масс кубинских месторождений.

Пересечения хромитовых и дунитовых тел. На месторождениях Кемпирсайского массива наблюдались примеры пересечения мелкозернистых полосчатых руд прожилками среднезернистых хромитов. Отмечено также пересечение массивных хромитов мелкозернистыми вкрапленными разностями. Такие соотношения наблюдались на месторождении VI-Геофизическое. На месторождении Спорное встречено крутопадающее жилообразное субширотное обособление полосчатых мелкозернистых хромитов, резко изгибающееся по мере приближения к крутопадающему субмеридиональному телу более поздних среднезернистых руд. На этом же месторождении наблюдаются примеры пересечения крупных рудных тел тонкими прожилками вкрапленных хромитов. Отмечены и другие случаи подобных пересечений, и всегда границы секущих жильных тел несколько расплывчаты. В некоторых секущих прожилках рудные агрегаты удлинены, вытянутость их строго соответствует направлению ориентированных текстур в более ранних хромитах.

Хромитовые рудные тела в пределах всех месторождений массива пересекаются дунитовыми прожилками, количество которых весьма значительно. Обычно мощность прожилков составляет 5—10 см. Прожилки наблюдаются во всех типах хромитовых руд. Границы дунитов и пересекаемых ими вкрапленных руд хромитов расплывчаты: в узкой (0,3—0,5 см) приконтактной зоне наблюдаются затеки дунитов в сторону хромитов, а также выступы зерен и агрегатов хромшпинелидов в сторону дунитов. Для прожилков, секущих массивные руды, характерны резкие контакты. Если прожилок дунитов переходит из вкрапленных руд в массивные, его граница соответственно меняется от расплывчатой до резкой. Нередко в прожилках дунитов видны ориентированные текстуры, соответствующие направлению линейно-плоскостных текстур во

вмещающих хромитах. Эти особенности свидетельствуют о формировании дунитовых прожилков в период, когда рудносиликатный расплав не был еще полностью раскристаллизован. После возникновения прожилков дунитовые и рудные массы перемещались совместно в одном направлении, в котором вытянулись и линейно-плоскостные ориентированные элементы в секущих дунитах и окружающих хромитах.

Примеры пересечения дунитовыми прожилками хромитовых руд на месторождениях Кубы редки. В частности, такие прожилки дунитов, имеющие мощность 2—5 см и расплывчатые контакты, отмечены на месторождениях Касимба и Каледония. Примеры пересечения одних руд другими на месторождениях Кубы нигде не наблюдались.

Удлиненные хромитовые нодули установлены на многих месторождениях Кемпирсайского массива. Вытянутые формы возникли в результате деформации нодулей. Г. А. Соколов (1948) указывает, что, поскольку слагающие нодули рудные зерна не имеют признаков особенного катаклаза, ее сплюснутую форму нельзя объяснить смятием ранее отвердевшей шарообразной нодули. Сплюснутую форму приобрело обособление рудного расплава, из которого кристаллизовалась нодуля. Представление Г. А. Соколова подтверждается и данными о внутреннем строении нодулей, полученными автором при структурном травлении хромшпинелидов. В зернах этих минералов повсеместно линии травления имеют прямолинейную форму, а при деформации нодулей после их кристаллизации линии травления имели бы изогнутые очертания.

Кристаллизовавшиеся нодули перемещались совместно с окружающими их рудносиликатными массами и вытягивались в направлении движения расплава. Степень удлинения нодулей зависит от относительной скорости перемещения расплава — чем выше скорость, тем в большей мере удлиняются нодули.

На месторождениях Кемпирсайского массива хромитовые нодули почти повсеместно в значительной мере удлинены (обычно их длина превышает ширину в 1,5—2,5 раза). Как и в месторождениях других районов, они вытянуты в соответствии с направлением ориентированных текстур в породах и рудах. В пределах одной полосы нодулярных руд все нодули удлинены одинаково, но нодули соседних полос могут быть вытянуты по-другому (больше или меньше). Это указывает на различную скорость перемещения разных потоков рудносиликатного расплава.

В пределах Кубы нодулярные руды наблюдались лишь на месторождении Каледония. Здесь нодули имеют округлые, часто близкие к изометричным очертания. В случае их удлинения размеры по длинной оси обычно превышают размеры в поперечнике в 1,2—1,3 раза. Это указывает на относительно малую скорость перемещения рудносиликатного расплава, в котором обособлялись нодулярные образования хромитов.

Дунитовые и рудные брекчии, возникшие в период, когда рудные и силикатные массы не были еще полностью раскристаллизованы, наблюдались на месторождениях Кемпирсайского и Хабарнинского массивов. Изучение многочисленных мелких дунитовых обособлений Хабарнинского месторождения, разделенных более или менее мощными рудными «прожилками», позволило Г. А. Соколову (1948) сделать заключение о том, что эти обособления образовались в результате проникновения рудного расплава в не до конца застывший дунит петельчатой микротекстуры с захватом и разобщением дунитовых ядер и их коррозией. Развитием коррозионных процессов этот исследователь объясняет округлые очертания дунитовых обособлений.

Брекчированные дуниты, сцементированные хромитовыми рудами, наблюдались автором на месторождении VI-Геофизическое Кемпирсайского массива ультрабазитов. Границы между хромитовыми рудами и дунитами весьма извилисты, а мощность жилообразных рудных обособлений сильно изменяется. В целом обломки дунитов несколько округ-

лены, а угловатые формы практически отсутствуют. Эти и некоторые другие особенности строения брекчий позволяют считать, что их возникновение происходило в период, когда дуниты были существенно, но все же еще не полностью раскристаллизованы.

Рудные брекчии встречаются на месторождениях Северо-Западное, VI-Геофизическое и Спорное. Среди вкрапленных хромитов обособляются обломки массивных разностей. Границы обломков местами весьма отчетливы и резки, но наряду с этим очень часто наблюдаются их расплывчатые, извилистые контакты. Нередко можно видеть, что четкие и резкие границы обломков переходят в извилистые и расплывчатые. Характерны постепенные переходы массивных руд, слагающих обломки, в окружающие вкрапленные руды и тесное срастание этих разновидностей хромитов.

Рудные брекчии в коренном залегании наблюдались на месторождении Спорное. Здесь обломки массивных руд обычно имеют удлиненную форму и вытянуты в одном направлении согласно с направлением удлиненных агрегатов окружающих их вкрапленных хромитов. Это направление соответствует ориентировке линейно-плоскостных текстур на рассматриваемом участке. В удлиненных обломках отмечены текстуры растаскивания, ориентированные поперек вытянутости обломков. Очевидно, кристаллизовавшиеся разобщенные фрагменты массивных руд, перемещаясь в одном направлении, одновременно растаскивались и разрывались по множеству мельчайших тектонически ослабленных зон, поперечных к направлению движения рудносиликатных масс.

Хромшпинелиды из массивных и вкрапленных руд различны по составу, но содержание основных компонентов — окислов Cr, Mg, Fe, Al — в них отличается не более чем на 2%.

Рассмотренные особенности позволяют считать, что рудные брекчии образовались в период формирования хромитовых руд. Частично раскристаллизованные массивные руды были разобщены на отдельные фрагменты, которые продолжали кристаллизоваться, тесно срастаясь с окружающими вкрапленными хромитами. Последние также не были полностью раскристаллизованы. Более подробно рудные брекчии рассмотрены ранее (Кравченко, 1969).

В хромитовых месторождениях Кубы дунитовые и рудные брекчии не наблюдались, хотя совместное залегание массивных и вкрапленных руд здесь не является большой редкостью. Очевидно, в период кристаллизации рудносиликатных масс не проявлялись достаточно энергичные кратковременные динамические усилия, приводящие к заложению в частично раскристаллизованных телах тектонически ослабленных зон, по которым мог бы произойти разрыв рудных масс с образованием разобщенных фрагментов.

Помимо отмеченных особенностей, на месторождениях Южного Урала установлены и другие структурные осложнения. В частности, в рудах Кракинского массива Г. А. Соколовым установлены ксенолиты дунитов. На месторождениях Кемпирсайского массива достаточно часты примеры огибания, обтекания линзовидных шпиров массивных руд вкрапленными разностями. Здесь же наблюдались случаи овальных затеков дунитов в хромитовые руды, по-видимому, образовавшихся за счет вдавливания дунитового расплава в кристаллизовавшиеся рудные массы. На Хабаровских месторождениях отмечены загибы острых складок, подворачивание их шарнирных участков, увлекаемых соседними потоками движущихся магматических масс. Эти складки рассматривались автором ранее (Кравченко, 1966). На этих же месторождениях установлены Z-образные складки, которые образовались на границе магматических потоков, перемещавшихся с различной скоростью. На уральских месторождениях наблюдались и другие структурные особенности руд, не установленные на месторождениях Кубы.

Во всех рассмотренных примерах деформация хромитовых рудных масс происходила в период их кристаллизации. На это указывает отсутствие признаков дробления хромшпинелидов, слагающих деформированные тела, наблюдаемая в хромшпинелидах этих тел прямолинейность линий травления, полученных при структурном травлении, и некоторые другие данные.

Тектонические усилия, воздействовавшие на ультрабазитовые массивы в период их становления, активно передавались магматическими массами на включенные в них обособления кристаллизовавшегося хромитового вещества. Об этом, в частности, свидетельствуют особенности морфологии близко расположенных хромитовых нодулей, находящихся среди дунитов. Рудные нодули, будучи прижатыми одна к другой, деформировались, как бы приспосабливаясь друг к другу.

Передаваемые кристаллизовавшимся пластичным силикатным расплавом усилия приводили к деформации рудных масс и к образованию отмеченных ранее структурных особенностей.

В настоящей статье изложены данные, собранные в результате длительного изучения ряда месторождений Южного Урала. Более краткие работы на некоторых других месторождениях Южного и Среднего Урала, а также ознакомление с литературными данными позволяют говорить о наличии существенных структурных осложнений в пределах и этих месторождений Урала. В то же время во всех посещавшихся автором ультрабазитовых массивах и хромитовых обособлениях Кубы (в том числе и расположенных в ее западной части и не упоминавшихся ранее) структурные осложнения относительно незначительны.

Таким образом, приведенные сравнительные данные по хромитовым массивам Урала и Кубы свидетельствуют о проявлении более интенсивных тектонических напряжений в период кристаллизации рудно-силикатных масс уральских месторождений по сравнению с тектоническими усилиями, развивавшимися во время остывания рудоносных ультраосновных магм Кубинской геосинклинали.

Отмеченное различие структурных особенностей месторождений двух геосинклинальных областей в какой-то мере может быть связано с особенностями строения, степенью метаморфизованности и нарушенности пород, окружающих и особенно подстилающих ультрабазитовые массивы. Глубоко метаморфизованные и разбитые множеством разрывных нарушений древние уральские толщи более активно передавали тектонические усилия на включенные в них кристаллизовавшиеся рудоносные ультрабазитовые массы, чем относительно слабо метаморфизованные и деформированные молодые отложения Кубы.

Определенную роль играло различие пластических свойств рудно-силикатных масс, кристаллизовавшихся в пределах двух рассматриваемых регионов. Однако эта особенность не могла играть столь значительную роль, чтобы привести к охарактеризованным существенным отличиям строения месторождений.

Изучение структурных особенностей месторождений, формировавшихся в различной тектонической обстановке, позволяет выявить их отличительные черты, помогающие понять морфологию и условия залегания рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

- Кравченко Г. Г.* Некоторые особенности морфологии рудных тел и текстур руд Хабаровских хромитовых месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1966, № 6.
- Кравченко Г. Г.* Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. Изд-во «Наука», 1969.
- Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А.* Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. Изд-во АН СССР, 1940.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. Изд-во «Наука», 1968.
- Соколов Г. А.* Изучение хромитового массива Крава.— В кн. «Южно-Уральск. комплексн. эксп.», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1936.
- Соколов Г. А.* Геолого-геохимические исследования хромитоносного массива Южный Крака (Урал, Башкирия).— Труды Ломоносовского ин-та геохимии, кристаллогр. и минералогии АН СССР, 1938, вып. IX.
- Соколов Г. А.* Основные результаты работ хромитовой группы Южно-Уральской экспедиции.— В кн. «Материалы по металлогении Южного Урала (железо, никель, хром)». Изд-во СОПС АН СССР, 1941.
- Соколов Г. А.* Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения.— Труды ИГН АН СССР, серия рудн. месторожд., 1948, вып. 97, № 12.

ОПЫТ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УРОВНЯ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА СУЛЬФИДНО-КАССИТЕРИТОВЫХ РУДНЫХ ТЕЛ ПО КОМПЛЕКСУ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В КАССИТЕРИТЕ

В. Н. Дубровский, И. Д. Савинский, С. В. Сиротинская

Попытки подойти к решению вопроса об оценке уровня эрозионного среза сульфидно-касситеритовых рудных тел предпринимались неоднократно. Несмотря на обширную литературу, посвященную этой проблеме (Евзикова, 1958; Никулин, 1966; Барсуков, Волосов, 1967, 1968; Никулин, Бакулин, 1969; Радкевич и др., 1967, 1971), и разнообразии предлагаемых методик, надежные способы определения эродированности оловорудных тел все еще не найдены. Это в известной мере обусловлено различием взглядов на природу первичной зональности сульфидно-касситеритовых месторождений и неуниверсальностью закономерностей в развитии оруденения различных оловорудных районов.

Вместе с тем, если абстрагироваться от частных и принять во внимание основную закономерность становления сульфидно-касситеритового оруденения — неизбежное проявление в большой группе месторождений трех последовательных комплексов минералов, можно создать реальные предпосылки для разработки гаммы эффективных минералого-геохимических методов, комплексное применение которых позволит решить эту сложную и практически важную проблему.

Настоящая статья представляет собой попытку подойти к оценке уровня эрозионного среза сульфидно-касситеритовых зон минерализации Комсомольского рудного района по элементам-примесям в касситерите на основе применения алгоритмов распознавания образов.

Как известно (Радкевич и др., 1967, 1971; Дубровский и др., 1972), минерализованные зоны Комсомольского района представляют собой сложные (многокомпонентные) гетерогенные геологические образования, возникшие в результате интенсивного комбинированного проявления процессов метасоматоза и выполнения полостей. Самой яркой особенностью месторождений является широкое развитие дорудной турмалинизации, на фоне которой проявились последующие стадии минерализации, типичные для сульфидно-касситеритовых месторождений вообще: кварц-касситеритовая (кварц, касситерит, вольфрамит, арсенопирит и др.), сульфидная (халькопирит, пирит, пирротин, сфалерит, галенит, станнин и др.) и практически безрудная — кварц-карбонатная с пиритом, флюоритом и глинистыми минералами.

Основная масса касситерита, согласно нашим наблюдениям, образовалась в течение продуктивной кварц-касситеритовой стадии.

Независимо от типа зон минерализации (Радкевич и др., 1971) касситериты продуктивной стадии достаточно идентичны по набору элементов-примесей. Наиболее распространены In, Be, Nb, W, Fe, V, Ti, Sc, Mn, хотя в каждом отдельном случае количественные соотношения элементов далеко неравнозначны.

Ниже приведены данные, характеризующие распространенность элементов-примесей в касситерите различных зон минерализации. Уместно подчеркнуть, что при сравнении последних основное внимание уделялось

Таблица 1

Кодовые значения признаков (содержаний элементов-примесей) зон минерализации при сравнении касситеритов различных горизонтов (анализы ДВГИ)

| № п/п | Зоны минерализации | Часть зоны | Горизонт | Be | Sc | Ga | In | Ti | Zr | V | Nb | W | Mn | Fe | | | | | | | | | | | |
|-------|--------------------|------------|----------|---------------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|------|------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|
| | | | | Содержание, % | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | ≥0,0001 | <0,0001 | ≥0,001 | <0,001 | ≥0,002 | <0,002 | ≥0,002 | <0,002 | ≥0,1 | <0,1 | ≥0,01 | <0,01 | ≥0,005 | <0,005 | ≥0,02 | <0,02 | ≥0,15 | <0,15 | ≥0,01 | <0,01 | ≥0,5 | <0,5 |
| | | | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
| 1 | Эталонные | Верх | III | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | | |
| 2 | | | II | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | | |
| 3 | | | II | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | |
| 4 | | Середина | VII | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | | | |
| 5 | | | III | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | | |
| 6 | | | VIII | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | | |
| 7 | | Низ | I | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | | |
| 8 | | | IV | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | | |
| 9 | | | IV | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | | |
| 10 | Контрольные | | IV | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | | |
| 11 | | | III | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | | |
| 12 | | | III | 1 | 0 | 1 | 0 | — | — | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | | |
| 13 | | | I | 0 | 1 | 1 | 0 | — | — | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | | |
| 14 | | | II | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | | |
| 15 | | | | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | | |
| 16 | | | III | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | | |
| 17 | | | 0 | 1 | 0 | 1 | — | — | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | — | — | 0 | 1 | | | |
| 18 | | | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | | |
| 19 | | | 1 | 0 | 0 | 1 | — | — | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | | | |
| 20 | | | 1 | 0 | 1 | 0 | — | — | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | | | |
| 21 | | | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | | | |
| 22 | | | 0 | 1 | 0 | 1 | — | — | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | — | — | — | | | | |
| 23 | | | 0 | 1 | 0 | 1 | — | — | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | — | — | — | | | | |
| 24 | | | 0 | 1 | 1 | 0 | — | — | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | — | — | — | | | |
| 25 | | | 0 | 1 | 0 | 1 | — | — | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | | |
| 26 | | | 1 | 0 | 1 | 0 | — | — | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | |
| 27 | 0 | 1 | 1 | 0 | — | — | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | — | — | — | | | | |

не просто распространенности элементов-примесей, а тем элементам и таким особенностям их распределения, которые могли дать наибольшую информацию о величине эрозионного среза.

Решение задачи осуществлялось путем обработки результатов спектрального и химического анализа касситеритов на ЭВМ БЭСМ-6 по программе логико-дискретного анализа (Сиротинская, 1971; Яблонский и др., 1971) и независимо на ЭВМ БЭСМ-4 с помощью алгоритма «Потенциал», разработанного И. Д. Савинским.

Таблица 2

Разделяющие веса информативных признаков (анализы ДВГИ)

| Номера признаков (см. табл. 1) | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 13 | 14 |
|--------------------------------|--------|----|----|----|----|----|----|-----|-----|
| Разделяющие веса | единиц | 0 | 34 | 0 | 34 | 34 | 0 | 0 | 34 |
| | нулей | 34 | 0 | 34 | 0 | 0 | 34 | 34 | 0 |
| Номера признаков (см. табл. 1) | | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
| Разделяющие веса | единиц | 34 | 0 | 0 | 34 | 0 | 66 | 0 | 100 |
| | нулей | 0 | 34 | 34 | 0 | 66 | 0 | 100 | 0 |

Таблица 3

Содержание элементов-примесей в касситерите различных частей зон минерализации (анализы ДВГИ) (в %)

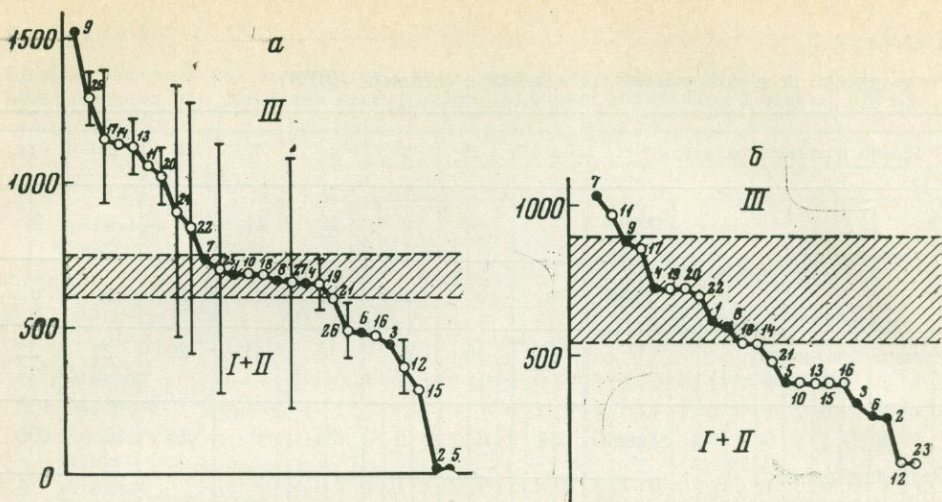
| Элементы | Часть зоны | | Элементы | Часть зоны | |
|----------|-------------------|---------|----------|-------------------|--------|
| | верхняя и средняя | нижняя | | верхняя и средняя | нижняя |
| Fe | >0,5 | <0,5 | Ga | <0,002 | >0,002 |
| Mn | >0,01 | <0,01 | V | >0,005 | <0,005 |
| Be | >0,0001 | <0,0001 | Nb | <0,02 | >0,02 |
| Sc | >0,001 | <0,001 | W | >0,15 | <0,15 |

В процессе исследования обрабатывались две независимые таблицы-матрицы. Первая составлялась по результатам спектральных и химических анализов касситерита, выполненных в ДВГИ, а вторая — на основании количественных спектральных анализов касситерита, сделанных в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Задача формулировалась таким образом, что под классами объектов понимались верхние, средние и нижние горизонты зон минерализации, т. е. объектами сравнения были не зоны, как таковые, а отдельные их части по вертикали.

В качестве эталонных при обработке анализов ДВГИ для верхних частей зон были приняты III горизонт зоны Ягодная, II горизонт зоны Северная и III горизонт Северо-Восточного интервала зоны Главная-Солнечная. К средним частям отнесены VII горизонт зоны Ягодная, III горизонт зоны Северная и VIII горизонт зоны Главная-Солнечная. В качестве эталонов нижних частей зон мы сочли возможным использовать I горизонт зоны Левобережная-Октябрьская и IV горизонт двух основных зон месторождения Придорожное.

Эталонные объекты и зоны, использованные для контроля, перечислены в табл. 1, одновременно содержащей качественную и количественную характеристику элементов-примесей в касситерите соответствующих горизонтов. В данном варианте сравнения учитывалось 11 элементов-примесей, причем для каждого из них выбран некий предел, превращавший единый признак (элемент присутствует или отсутствует) в два самостоятельных (например, содержание $Nb \geq 0,02$ и содержание



Фиг. 1. Графики информационных весов зон минерализации при сравнении касситерита по комплексу элементов-примесей: *a* — по 8 элементам (анализы ДВГИ), *б* — по 7 элементам (анализы ИГЕМ АН СССР)

По вертикали отложены веса зон (черные кружки — эталонные зоны, белые — контрольные); заштрихованная полоса — область неопределенных решений; I+II — верхние и средние части зон; III — нижние части зон

$N_b < 0,02$). Таким образом, сравнение проводилось по 22 признакам, из которых информативными, т. е. обладающими разделяющими весами, оказались 16 (табл. 2).

На основании значений разделяющих весов были вычислены информационные веса эталонных и контрольных зон минерализации и построена кривая, на которой с сохранением присвоенных им номеров помещены все 27 объектов в порядке убывания информационных весов (фиг. 1, *a*). Из анализа графика следует, что: а) ни один из трех классов (каждый включает три объекта) не обособился резко от двух других; б) практически неразделимыми оказались классы I и II (верхние и средние части рудных зон; в) наибольшие информационные веса оказались свойственными объектам III класса — нижним частям зон. Степень обособления по информационным весам этих объектов наибольшая, а интервал, где возможно совпадение с информационными весами объектов I и II классов, очень невелик.

Кратко сформулировать этот результат можно следующим образом. По элементам-примесям в касситерите верхние и средние части рудных зон не различаются или различаются с трудом; верхние и средние от нижних — гораздо лучше. Существует некоторый узкий интервал, в пределах которого однозначный ответ о глубине эрозионного среза по элементам-примесям в касситерите невозможен.

Для контроля мы располагали 18 объектами. Часть из них, правда, не имела четкой характеристики признаков. В этих случаях информационные веса контрольных объектов вычисляли в максимальном и минимальном вариантах, а на кривой (см. фиг. 1, *a*) помещали среднее из этих двух значений, соответствующее середине более или менее протяженных вертикальных отрезков. Незначительные различия весов, вычисленные двумя способами, означают, что для данного объекта не определены малосущественные признаки с низкими разделяющими весами единицы и нуля, а резкие различия (зоны Надежная, Лучистая, Малиновая, Верхняя) свидетельствуют об отсутствии надежного определения важнейших признаков, что не позволяет использовать соответствующие анализы для оценки эрозионного среза. Иными словами, эти четыре зоны

Таблица 4. Кодовые значения признаков (содержаний элементов-примесей) зон минерализации при сравнении касситеритов различных горизонтов (анализы ИГЕМ АН СССР)

| № п/п | Зона минерализации | Часть зоны | Горизонт | Be | Sc | Ga | In | Ti | Zr | V | As | Nb | Sb | W | Mn | Fe | Ag | Mo | Bi | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|--------------------------|---------------|----------|---------------|----------|---------|---------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|------|------|--------|--------|------|------|---------|---------|----------|----------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Содержание, % | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | есть/нет | есть/нет | >0,0001 | ≤0,0001 | >0,001 | ≤0,001 | >0,02 | ≤0,02 | >0,002 | ≤0,002 | >0,002 | ≤0,002 | >0,02 | ≤0,02 | >0,016 | ≤0,015 | >0,003 | ≤0,002 | >0,2 | ≤0,2 | >0,003 | ≤0,003 | >0,5 | ≤0,5 | >0,0001 | ≤0,0001 | есть/нет | есть/нет | | | | | | | | | |
| | | | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | | | | | | | | | |
| 1 | Ягодная | Верх | III | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | | | |
| 2 | Главная-Солнечная | | II | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | | | |
| 3 | Северная | | I | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | | |
| 4 | Ягодная | Сере- дина | IV | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | | |
| 5 | Главная-Солнечная | | IX | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | | |
| 6 | Северная | | III | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | |
| 7 | Ягодная | Низ | VIII | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | |
| 8 | Центральная-Октябрьская | | I | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | | |
| 9 | Центральная-Придорожная | | IV | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | |
| 10 | Главная-Солнечная | Низ | I | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | |
| 11 | Соболиная | | I | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | |
| 12 | Тропная | | I | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 13 | Главная-Солнечная | | VII | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 |
| 14 | То же | | VIII | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| 15 | » | | V | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 16 | » | | VI | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 17 | Придорожная | | III | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| 18 | Водораздельная | | III | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 19 | Ягодная | | II | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 20 | » | | IV | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 21 | » | | VII | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 22 | » | | VII | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 23 | Левобережная-Октябрьская | I | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | |

можно с равным основанием относить и к сильно эродированным, и к находящимся в начальной стадии эрозии. Если говорить об оставшихся 14 контрольных зонах, то представляется справедливым считать их сильно эродированными, что не исключает, однако, возможности обнаружения в близповерхностных частях этих зон блоков с богатым оловянным оруденением.

Одним из интересных побочных выводов предпринятого сравнения касситерита по элементам-примесям приходится признать нулевую информативность таких признаков, как содержание в касситерите In, Ti, и Zr (признаки 7—12), что косвенно подтверждает наше предположение о равных или близких концентрациях In в касситеритах верхних и корневых частей зон минерализации. Сравнение также свидетельствует о том, что среди признаков, позволяющих определять степень эрозионного среза, большую роль играет железистость касситерита, к которой до сих пор многие геологи (в том числе и авторы) относились без особого внимания.

Признаки, характерные для касситерита верхних и средних частей, и их отличие от признаков, свойственных нижним частям рудных зон, показаны в табл. 3, где элементы перечислены в порядке уменьшения разделяющих весов 1 и 0 для соответствующих признаков. Нетрудно видеть, что повышенные концентрации большинства элементов-примесей — Fe, Mn, Sc, V и W — свойственны касситериту средних и верхних частей зон минерализации. Исключение составляют Ga и Nb, максимальные концентрации которых оказались присущими нижним частям рудных зон.

Для дополнительной проверки результативности тестового метода и получения более объективных данных о величине эрозионного среза рудных зон аналогичным способом исследовалась вторая таблица-матрица, составленная по результатам количественных спектральных анализов касситерита, выполненных в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Принцип сравнения, в котором участвовало 9 эталонных и 14 контрольных объектов, оставался прежним, однако, в качестве эталонов были избраны другие зоны минерализации (табл. 4). Средние содержания элементов-примесей по эталонным и контрольным объектам вычисляли арифметическим усреднением результатов 7—8 рядовых анализов (как и при обработке данных ДВГИ).

Сравнение проводили по шкале, первоначально включавшей 28 признаков; после удаления признаков с нулевой информативностью оста-

Таблица 5

Разделяющие веса информативных признаков (анализы ИГЕМ АН СССР)

| Номера признаков (см. табл. 4) | | 1 | 5 | 6 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--------------------------------|--------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----|
| Разделяющие веса | единиц | 0 | 0 | 49 | 13 | 0 | 0 | 66 |
| | нулей | 112 | 49 | 0 | 0 | 13 | 66 | 0 |
| Номера признаков (см. табл. 4) | | 13 | 14 | 21 | 22 | 23 | 24 | 28 |
| Разделяющие веса | единиц | 112 | 0 | 103 | 0 | 0 | 102 | 31 |
| | нулей | 0 | 112 | 0 | 103 | 102 | 0 | 0 |

Таблица 6

Содержание элементов-примесей в касситерите различных частей зон минерализации (анализы ИГЕМ АН СССР) (в %)

| Элементы | Часть зоны | | Элементы | Часть зоны | |
|----------|-------------------|---------------------------|----------|-------------------|--------|
| | верхняя и средняя | нижняя | | верхняя и средняя | нижняя |
| Be | >0,00001 | <0,00001 | V | >0,002 | >0,002 |
| As | <0,02 | (предел чувствительности) | Ип | >0,001 | <0,001 |
| Mn | <0,003 | >0,02 | Ві | Нет | Есть |
| Fe | >0,5 | >0,003 | Zr | <0,002 | >0,002 |
| | | <0,5 | | | |

лось 14. Разделяющие веса единицы и нуля для этих признаков даны в табл. 5.

При рассмотрении кривой убывающих информационных весов для 23 объектов (см. фиг. 1, б) обращает на себя внимание то обстоятельство, что характер распределения эталонных объектов на кривой и степень обособленности избранных классов (верх — середина — низ) практически остались неизменными. Интервал неопределенной принадлежности к тому или иному классу стал, однако, несколько шире, что, соответственно, уменьшило диапазон информационных весов, присущих исключительно объектам III класса (низ).

Сравнение признаков, характерных для касситерита верхних, средних и нижних частей рудных зон, показало, что повышенные концентрации Be, Fe, V, Zr свойственны касситериту верхних и средних частей зон минерализации, а увеличение роли таких элементов-примесей, как As, Mn, Ві и Zr, характерно для касситерита глубоких горизонтов (табл. 6).

Сопоставление результатов первого и второго вариантов решения задачи приводит к выводу, что оценка роли и тенденции изменения концентраций с глубиной для таких элементов-примесей, как Be, Fe, V, полностью совпадают независимо от исходных первичных данных. К прямо противоположным выводам, если использовать те же две группы анализов, можно прийти относительно роли Mn. Знаменательно, что In, Ti и Zr в первом варианте обработки анализов охарактеризованы, как признаки с нулевой информативностью. Во втором случае Ti также отсутствует, а In и Zr относятся к второстепенным признакам с низкими значениями разделяющих весов 1 и 0. По той же причине в табл. 6 не вошли Nb и W.

Наряду с тестовым методом для оценки величины эрозионного среза зон минерализации Комсомольского района использован алгоритм «Потенциал», основанный на вычислении в n -мерном пространстве признаков суммарных «потенциалов» каждого классифицируемого объекта.

В этом случае классы объектов обучения (I, II, III), характеризующие верхние, средние и нижние горизонты зон Ягодная, Северная и Центральная-Придорожная, формировались по результатам 70 количественных спектральных анализов касситерита на десять элементов (данные ДВГИ), а за независимые объекты экзамена были приняты анализы касситерита с различных горизонтов зон Главная-Солнечная, Левобережная-Октябрьская, Озерная, Водораздельная, Тропная, Придорожная и Поисковая. Кодирование результатов анализа осуществлялось для одних элементов по двухбалльной, для других (Ti, Nb, W) — по трехбалльной системе, для чего выбирали в какой-то мере произвольные пороговые содержания. Например, в качестве порога для концентраций In было принято его содержание в касситерите, равное 0,002% (табл. 7).

Результаты обработки обучающей выборки, которая проведена на ЭВМ для трех классов объектов попарно (классы I—III, I—II и

| | | | | | | | | | | |
|------|------------------------------|------------|----------|-----------|----------|---------|---------|-----------|------------|------------|
| 12 | - Контроль по всем признакам | | | | | | | | | |
| 10 | 5 | - Цирконий | | | | | | | | |
| 12,3 | 9,7 | 7 | - Ниобий | | | | | | | |
| 12 | 10 | 8 | 6 | - Ванадий | | | | | | |
| 12 | 10 | 8,3 | 8 | 10 | - Железо | | | | | |
| 11 | 10 | 9,3 | 8 | 7,3 | 4 | - Титан | | | | |
| 12,3 | 10 | 9,7 | 8 | 7,6 | 6 | 3 | - Индий | | | |
| 11,7 | 9,7 | 9 | 8 | 9 | 9 | 7 | 2 | - Скандий | | |
| 14,7 | 14,3 | 17,3 | 11,3 | 11,3 | 14 | 14 | 11 | 9 | - Марганец | |
| 15 | 12,7 | 10 | 9,7 | 9,3 | 8 | 17 | 16 | 13 | 1 | - Бериллий |
| 18 | 16,3 | 14,7 | 13 | 23,3 | 13,7 | 11 | 11 | 15 | 8 | - Вольфрам |

| | | | | | | | | | | |
|------|------------------------------|----------|-----------|------------|-----------|------------|----------|---------|---------|------------|
| 13,7 | - Контроль по всем признакам | | | | | | | | | |
| 8,3 | 7 | - Ниобий | | | | | | | | |
| 13 | 7,6 | 6 | - Ванадий | | | | | | | |
| 12,7 | 8 | 8 | 1 | - Бериллий | | | | | | |
| 13,3 | 9,3 | 9,7 | 8 | 2 | - Скандий | | | | | |
| 13,7 | 10,7 | 8 | 11 | 7 | 5 | - Цирконий | | | | |
| 15 | 12,7 | 13 | 12,3 | 8 | 6 | 10 | - Железо | | | |
| 13 | 8 | 8,7 | 8,3 | 13 | 8 | 7 | 4 | - Титан | | |
| 14,7 | 12 | 12 | 13 | 12 | 9 | 8 | 7 | 3 | - Индий | |
| 13,7 | 13 | 11,3 | 11 | 14,3 | 12,3 | 10,7 | 9 | 9 | 9 | - Марганец |
| 14 | 12,7 | 12 | 13 | 16,3 | 17 | 18 | 17 | 14 | 8 | - Вольфрам |

II—III), показаны на фиг. 2, где каждый столбец треугольной матрицы состоит из значений ошибок δ_0 при очередном исключении из совокупности признаков, отвечающих этому столбцу, каждого из признаков. Против верхнего в столбце значения δ_0 представлено наименование признака, отбрасываемого из этой совокупности как «наихудшего». Так, например, в 6-м слева столбце (см. фиг. 2, а) проставлены значения δ_0 при поочередном исключении из совокупности их пяти признаков (признаков № 3, 2, 9, 1, 8). «Наихудшим» в этой ситуации может быть признак № 3, исключение которого из указанной совокупности обуславливает минимальное значение $\delta_0=6$. Представленные по диагонали значения ошибки δ_0 уменьшаются с 12 при использовании всех признаков до 6 после последовательного отбрасывания шести верхних признаков (см. фиг. 2, а). Лишь при уменьшении совокупности признаков до двух (1 и 8) ошибка вновь возрастает до 13. Уменьшение δ_0 до 6 при отбраковке ряда признаков-элементов указывает на возможность разделения касситеритов, свойственных верхним и нижним горизонтам рудных тел, на основе избранной совокупности признаков, т. е. по комплексу элементов-примесей.

Рассмотрим теперь возможность использования полученной треугольной матрицы (см. фиг. 2, а) для выявления информативной совокупности признаков. Поскольку алгоритм «Потенциал» предусматривает группировку наиболее информативных признаков в нижней части ряда признаков, в нашем случае в качестве информативной совокупности может быть условно принята любая из двух совокупностей с ошибкой δ_0 , равной 6 или 7. Следует, однако, иметь в виду, что в эти совокупности могут попадать признаки, которые не помогают разделению объектов на классы, но и не мешают ему. К таким следует относить прежде всего признаки с малым числом встречаемости в объектах того

Таблица 7

Пороговые концентрации и система кодирования элементов-примесей в касситерите при сравнении зон минерализации по алгоритму «Потенциал»

| Элементы | Be | Sc | In | Ti | Zr | V | Nb | W | Mo | Fe | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-----|---------|-----|------|------|-------|-------|------|-----------|------|-----|---------|-----|-------|-------|-----|-----|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | | | | | | | | | | | | | | |
| Содержание, % | 0,0001 | 0,0001 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,1 | 0,1-0,2 | 0,2 | 0,01 | 0,01 | 0,003 | 0,003 | 0,01 | 0,01-0,02 | 0,02 | 0,1 | 0,1-0,2 | 0,2 | 0,005 | 0,005 | 0,5 | 0,5 | |
| Код | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 2 | 0 | 1 | 2 | 0 | 1 | 2 | 0 | 1 | 2 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 |

| | | | | | | | | | | |
|------|-----------------------------|---------|-----------|----------|----------|---------|--------|-----------|--------|-----------|
| 19,7 | -Контроль по всем признакам | | | | | | | | | |
| 15,3 | 7 | -Ниобий | | | | | | | | |
| 16,3 | 11,3 | 5 | -Цирконий | | | | | | | |
| 18 | 14,3 | 10 | 6 | -Ванадий | | | | | | |
| 19,7 | 16,3 | 11,3 | 9 | 2 | -Скандий | | | | | |
| 20,7 | 16,3 | 12 | 9 | 9,3 | 10 | -Железо | | | | |
| 21 | 17,5 | 15 | 16 | 14 | 12,7 | 4 | -Титан | | | |
| 17,7 | 21,3 | 19 | 13,3 | 19 | 16 | 14 | 8 | -Вольфрам | | |
| 20,3 | 15,3 | 11,6 | 12,7 | 14,3 | 14 | 18 | 13 | 3 | -Индий | |
| 20,3 | 16,7 | 18,3 | 17 | 17 | 20 | 15 | 13 | 13 | 9 | -Марганец |
| 19,7 | 22 | 16,3 | 14,3 | 18,7 | 18 | 21 | 30 | 21 | 7 | -Бериллий |

Фиг. 2. Контроль информативности признаков (пороговых концентраций элементов-примесей) при сравнении касситеритов различных интервалов минерализованных зон по вертикали; верх — низ (а); верх — середина (б); середина — низ (в). Объяснение см. в тексте

и другого класса; однако в нижнюю часть треугольной матрицы, как правило, попадают признаки с наиболее контрастными значениями «чисел» встречаемости, которые как раз и обеспечивают минимальную ошибку δ_0 . Не будем углублять этот вопрос, как бы он ни был интересен, так как в нашем случае сравнения всего по 10 признакам есть только одна совокупность признаков с минимальным значением δ_0 .

Совокупность из минимума информационных признаков подбирается алгоритмом таким образом, чтобы решить задачу разделения объектов обучающей выборки на классы. Отсюда, однако, не следует, что те же признаки будут безошибочно «работать» и на независимой контрольной выборке — частично из-за геологической неоднородности контрольной и обучающей выборок, а частично из-за случайного попадания того или иного признака преимущественно в один из классов объектов. Влияние последнего фактора тем больше, чем меньшее число объектов использовано для обучения.

Практика применения алгоритма «Потенциал» показывает, что совокупность небольшого числа признаков позволяет во многих случаях эффективно классифицировать и объекты независимой контрольной выборки, откуда следует, что эта совокупность может быть принята за информативную, несмотря на возможность попадания в нее отдельных «неинформативных» признаков.

При распознавании экзаменуемых объектов следует брать наиболее широкую совокупность признаков с минимальным значением ошибки δ_0 , поскольку это в наибольшей степени уменьшает влияние случайных признаков.

Обратимся к конкретным результатам, представленным на фиг. 2, а. В качестве информативной совокупности, располагающейся в нижней части ряда признаков, характеризуемой $\delta_0=6$ и достаточно «хорошими» соотношениями чисел встречаемости l_1 и l_2 , может быть взята совокупность четырех признаков (2, 9, 1, 8 — содержание Sc, Mn, Be, W). В эту совокупность входят в основном признаки, характерные для верхних частей рудоносных зон. Таковы повышенные концентрации Sc, Be и W, по частоте встречаемости явно свойственные I классу объектов обучающей выборки. Повышенные содержания Mn, напротив, характерны для касситерита корневых частей тех же зон. Тот факт, что признаки № 5, 7, 6, 10, 4, 3 не попали в информативную совокупность, не говорит в данном случае о непригодности их для разделения объектов на классы, а свидетельствует лишь о том, что задача разделения для объектов обучения может быть решена и при отсутствии этих признаков.

Результаты сравнения двух других пар выбранных классов (классы I—II и II—III, т. е. «верх — середина» и «середина — низ») (см. фиг. 2, б, в) показывают, что степень разделения объектов на клас-

Таблица 8

Результаты оценки уровня эрозионного среза контрольных зон минерализации с помощью алгоритма «Потенциал»

| Зона минерализации | Горизонт | Интервал рудного тела по геологическим данным | Оценка алгоритмом | | | Совпадение (+), несовпадение (-) оценок |
|--------------------------|----------|---|-------------------|------------------------|-------------------------|---|
| | | | в системе | | Окончательный результат | |
| | | | «верх—низ» | «верх—середина» | | |
| Главная—Солнечнал | VIII | Середина | Верх | Середина | Середина | + |
| » (СВ интервал) | III | Низ | Низ | » | Низ | + |
| Левобережная—Октябрьская | I | » | Верх | Верх | Верх | - |
| Озерная | I | Середина | Середина | Середина | Середина | + |
| Водораздельная | III | Верх | Верх | Неопределенное решение | Верх | + |
| Тропная | II | » | Верх | Верх | Верх | + |
| » | III | Середина | Середина | Неопределенное решение | Середина | + |
| Придорожная | III | Низ | Низ | Середина | Низ | + |
| Понсковая | | Середина | Верх | » | Середина | + |

сы по совокупности из 10 признаков характеризуется значительной величиной ошибки (13,7 и даже 19,7, что составляет соответственно 69 и 57%). В первом из этих двух случаев, по нашему мнению, можно говорить о неотчетливом разделении касситеритов верхних и средних частей рудных зон по элементам-примесям: во втором — они практически не разделяются.

Результаты оценки независимой контрольной выборки из 9 объектов (каждый охарактеризован 4—15 анализами) сведены в табл. 8. Классификация объектов экзамена проводилась по всем признакам в системах «верх — низ» и «верх — середина».

Тот факт, что лишь в одном случае из девяти результаты экзамена оказались неудовлетворительными, позволяет оценивать данный метод в целом как весьма перспективный и рекомендовать его опытную проверку на различных объектах Комсомольского рудного района.

В заключение отметим, что использование в качестве эталонов различных объектов, а также применение двух независимых методов решения одной и той же задачи при обработке двух самостоятельных групп спектральных анализов привело к чрезвычайно сходным результатам. В частности, оба метода позволяют говорить о близости по элементам-примесям касситеритов верхних и средних частей зон минерализации и о существенном отличии по тем же признакам касситеритов глубоких горизонтов. Иными словами, оба метода в большинстве случаев позволяют отличать сильно эродированные зоны от неэродированных и могут быть использованы наряду с другими методами для прогнозной оценки выявленных и выявляемых зон минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Волосов А. Г. Геохимический метод прогноза оруденения слепых рудных тел на сульфидно-касситеритовых месторождениях.— *Геохимия*, 1967, № 11.
- Барсуков В. Л., Волосов А. Г. Новые пути в разработке геохимических методов прогноза оруденения на глубину (на примере оловорудных месторождений).— *Геол. рудн. месторожд.*, 1968, № 6.
- Дубровский В. Н., Малиновский Е. П., Родионов С. М. О закономерностях распределения разновозрастных минеральных ассоциаций в зоне Ягодной (Комсомольский рудный район).— *Геол. рудн. месторожд.*, 1972, № 6.
- Евзикова Н. З. К вопросу об изменении формы кристаллов минералов в процессе их роста.— *Записки Всес. мин. об-ва*, 1958, ч. 87, вып. 6.
- Никулин Н. Н. К вопросу об определении глубины формирования оловорудных тел по концентрации индия в касситеритах.— В кн. «Генетические типы, условия образо-

- вания и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, 1966.
- Никулин Н. Н., Бакулин Ю. И. Бор — возможный геохимический индикатор при оценке оловорудных месторождений.— Методика и техника разведки, 1969, № 64.
- Радкевич Е. А., Кокорин А. М., Коростылев П. Г., Рябов Р. К., Степанова М. В., Кокорина Д. К., Головков Г. С., Бакулин Ю. И., Кушев В. Б., Селезнев П. Н., Клемин В. П., Радкевич Р. Д. Минерализованные зоны Комсомольского района. Изд-во «Наука», 1967.
- Радкевич Е. А., Асманов В. Я., Бакулин Ю. И., Гагаев В. Н., Житенев Н. Н., Квятковский Е. М., Кокорин А. М., Кокорина Д. К., Коростелев П. Г., Кушев В. Б., Михайлов М. А., Ониховский В. В., Селезнев П. Н., Степанова М. В. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. Изд-во «Наука», 1971.
- Сиротинская С. В. Методы подготовки шкал геологических признаков для последующей оценки перспектив месторождений с помощью ЭВМ.— В кн. «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых». Л., 1971.
- Яблонский С. В., Демидова Н. Г., Константинов Р. М., Королева З. Е., Кудрявцев В. П., Сиротинская С. В. Тестовый подход к количественной оценке геолого-структурных факторов и масштабов оруденения (на примере ртутных месторождений).— Геол. рудн. месторожд., 1971, № 2.

К ВОПРОСУ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ТВЕРДЫХ ОСАДКОВ В ВАКУОЛЯХ КАССИТЕРИТА, ТУРМАЛИНА И КВАРЦА ИЗ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Е. И. Доломанова, Т. И. Лосева, А. И. Цепин

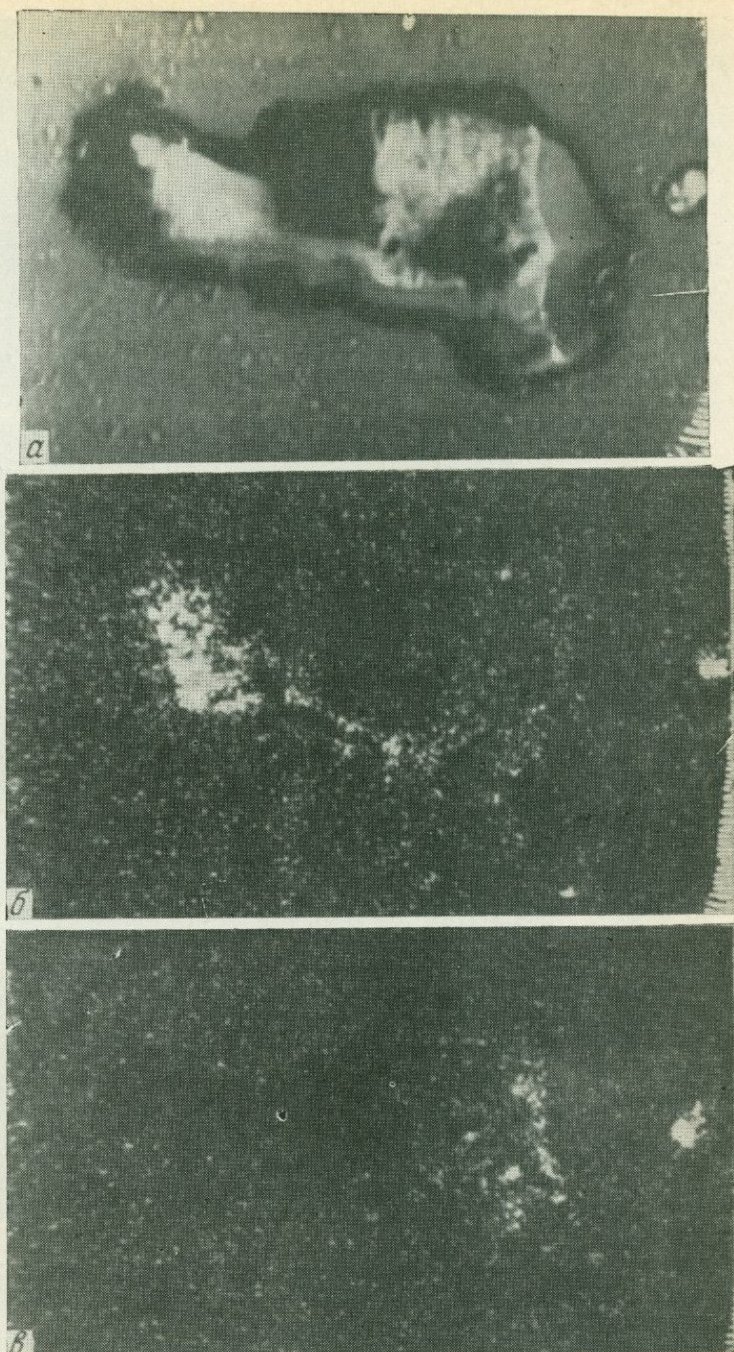
ВВЕДЕНИЕ

Ранее Е. И. Доломановой с соавторами в вакуолях минералов преимущественно определялись состав газовой фазы (Доломанова и др., 1971₂, 1972), состав жидкой фазы и растворимых в воде твердых осадков (Доломанова и др., 1969₁, 1972). Впервые была показана также возможность определения состава твердого осадка рентгеноспектральным микроанализом (Доломанова и др., 1966₂). В настоящей статье последнему вопросу уделяется основное внимание. Исследовался химический состав твердых осадков в вакуолях трех главных минералов из оловорудных месторождений. В отличие от анализа газовой и жидкой фаз определение химического состава твердой фазы делается в отдельной вакуоли. Но чтобы получить представление о степени однообразия и различии состава осадков в разных вакуолях, в каждом образце изучалось от 10 до 40, а иногда до 50—60 вакуолей. Результаты этих исследований изложены ниже. Конечно, наиболее полное представление о составе гидротермального раствора, о химических реакциях, протекавших при минералообразовании, о формах переноса элементов можно было бы получить при одновременном анализе газа, жидкой фазы и твердого осадка в вакуолях. Но пока методов, позволяющих сделать такой анализ, не существует, и мы ограничимся отдельным определением состава перечисленных фаз, которое, тем не менее, дает новую богатую информацию, дополняющую получаемые при изучении минеральных парагенезисов руд и пород представления о процессах минералообразования.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ТВЕРДЫХ ОСАДКОВ В ВАКУОЛЯХ

В лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе MS-46 фирмы «Камека» исследовали химический состав твердых осадков в открытых вакуолях, заключенных в касситерите, турмалине и кварце из оловорудных месторождений. Из перечисленных минералов приготовляли прозрачно-полированные с двух сторон шлифы. Полировку шлифов производили алмазной пастой АМ-3. Химический состав пасты по данным абразивного завода «Ильич»: 1) синтетические жирные кислоты — 41%, 2) олеиновая кислота — 18%, 3) вазелиновое масло — 31%, 4) алмаз синтетический — 10%. Пасту проверяли на содержание азота в лаборатории Института горючих ископаемых. Количество азота в разных образцах пасты колеблется от 0,0 до 0,02%. Такое содержание азота лежит за пределами чувствительности рентгеноспектрального анализа. Спектральным анализом в лаборатории ИГЕМ АН СССР А. С. Дудыкиной в пасте обнаружены:

| Элемент | Содержание, % | Элемент | Содержание, % |
|---------|-------------------|---------|-------------------|
| Fe | ~0,1 | Ti | $n \cdot 10^{-3}$ |
| Si | ~0,1 | Al | $n \cdot 10^{-3}$ |
| Ca | $n \cdot 10^{-2}$ | La | $n \cdot 10^{-3}$ |
| Mg | $n \cdot 10^{-3}$ | Ce | $n \cdot 10^{-3}$ |
| Ba | $n \cdot 10^{-3}$ | Cu | $1 \cdot 10^{-4}$ |

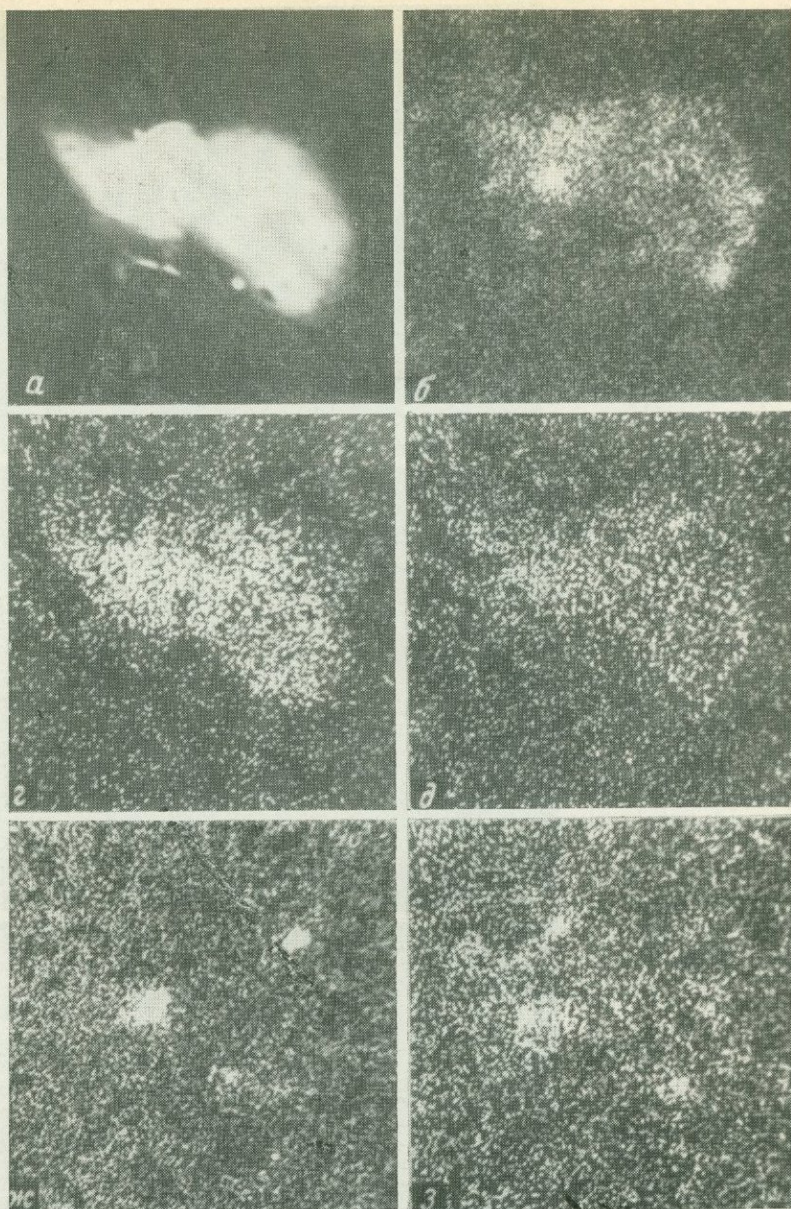


Фиг. 1. Распределение железа в вакуоли

a — снимок в поглощенных электронах; *б* — снимок в рентгеновском излучении $FeK\alpha$; *в* — то же, но с поворотом образца на 180°

Низкое содержание этих элементов не влияет на картину распределения элементов в вакуолях, получаемую в рентгеновском излучении.

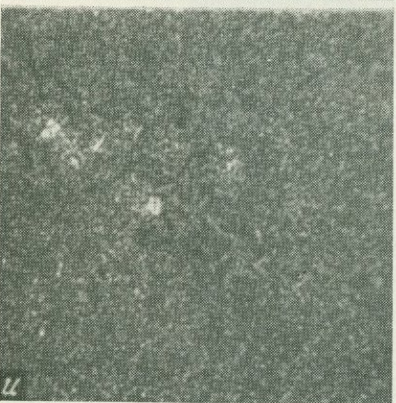
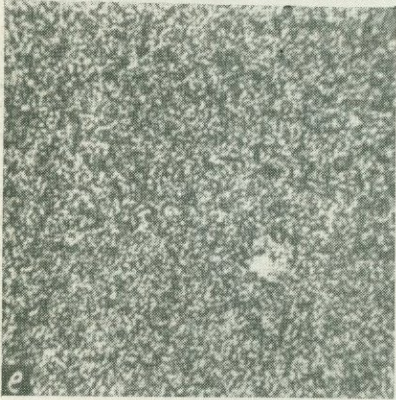
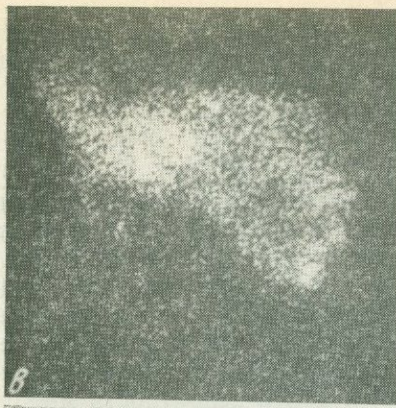
Возбуждение характеристического рентгеновского излучения осуществлялось при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе, проходящем через образец, 20—100 нА. Спектры характеристического рентгенов-



Фиг. 2. Химический состав осадков в вакуоли касситерита (обр. 225) из оловорудного месторождения Шерловая гора (Забайкалье), по данным рентгеноспектрального микроанализа; размер кадра 60×60 мкм

a — изображение вакуоли в поглощенных электронах e^+ (светлые области соответствуют местам, содержащим более легкие элементы, темные — местам, содержащим более тяжелые); снимки в рентгеновском излучении: *b* — $K_{K\alpha}$, *в* — $Cl_{K\alpha}$, *г* — $S_{K\alpha}$, *д* — $Na_{K\alpha}$, *е* — $Zr_{K\alpha}$, *ж* — $Si_{K\alpha}$, *з* — $Al_{K\alpha}$, *и* — $Ca_{K\alpha}$; не обнаружены: Ti, Mg, Fe, Mn, Cr, V, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, As, Pb, Bi, Se, Te, Sb, Ag, Nb, Sc, Ta, W, F, N

ского излучения определяемых элементов регистрировали по излучению К-серии для элементов с атомным номером до 40 и по излучению L- и М-серии для более тяжелых элементов. Размер электронного зонда около 2 мкм. Необходимо отметить, что при изучении твердых осадков в вакуолях не всегда удается полностью определить их химический состав. Этому препятствуют:



1) большая глубина вакуоли, из-за которой характеристическое рентгеновское излучение может полностью поглощаться образцом (поэтому состав осадка, расположенного в глубине вакуоли, не определяется);

2) неблагоприятный рельеф стенок вакуолей и его ориентировка относительно электронного луча;

3) послойное наложение осадков друг на друга, если толщина верхнего осадка превышает глубину проникновения электронов;

4) небольшие ($0,1 \text{ мкм}$ и меньше) размеры минералов-узников.

Некоторые из перечисленных недостатков метода (пункт 2) можно устранить съемкой вакуоли в различных положениях, которые достигаются вращением образца. На фиг. 1 показано неравномерное расположение осадка, содержащего железо, для двух положений образца. Истинное расположение осадка выяснится суперпозицией двух (фиг. 1, б, в) фигур. Трудности в диагностике осадков (пункт 4) отчасти преодолеваются при изучении тех же образцов под электронным микроскопом и извлечении минералов из вакуолей на реплику с последующим определением параметров их кристаллической решетки методом микродифракции, разработанным Р. В. Боярской.

Были изучены химические составы твердых осадков в вакуолях касситерита из месторождений Эренфридерсдорф (ГДР, обр. 82, 83); Киреньго (обр. 1) и Авианга (обр. 28) из Центральной Африки. Аналогичные исследования проводились в турмалинах из месторождений Забайкалья: Зун-Ундурское (обр. 398), Ушмунское (обр. 111), Шерловая гора (обр. 1314, 795) и в кварцах из месторождений

Адун-Чолон (обр. 3241) и Шерловая гора (обр. 2014).

Твердые осадки в вакуолях под оптическим микроскопом выглядят как монокристаллы различного размера или как смеси порошкообразных кристаллических веществ. С помощью микрорентгеноспектрального анализа определяется элементарный состав осадка.

Известно, что в гидротермальных растворах (Щербина, 1972) элементы находятся в виде катионов и анионов и все многообразие случаев переноса и отложения их в виде минералов подразделяется на две группы.

1. Отложение вещества происходит при нормальной кристаллизации раствора и состав осадка соответствует составу растворенного вещества.

2. Отложение вещества происходит в результате химических реакций и сопровождается образованием новых химических соединений, среди

которых могут быть твердые, жидкие и газовые. Состав таких веществ хотя и не соответствует составу растворенного вещества, но дает представление о процессах, протекавших при его образовании.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

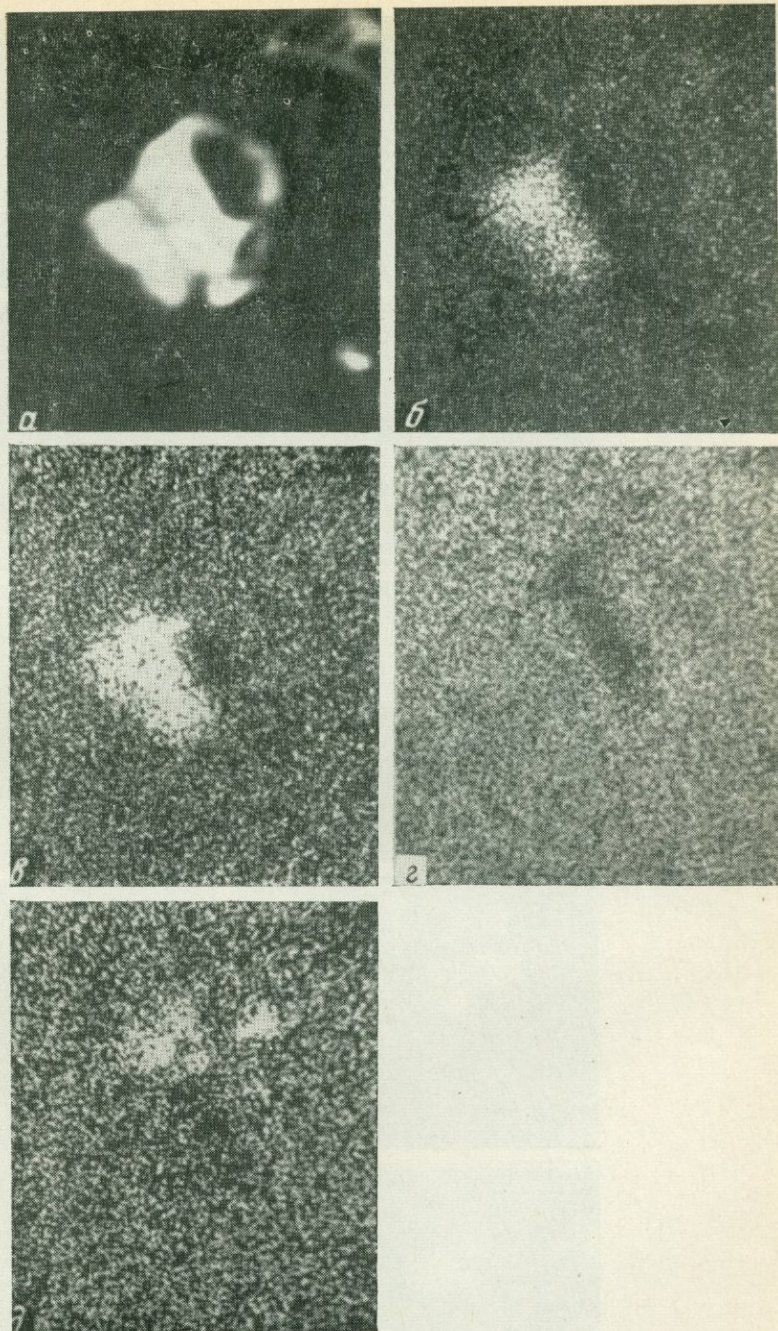
Определение минерального вида осадка, когда минералы-узники индивидуализированы, часто решается однозначно. В том же случае, когда происходит наложение осадков друг на друга расчленение их бывает затруднено. Но изучение нескольких вакуолей с близким составом осадка может помочь в расшифровке таких смесей. Кроме того, для определения минерального вида осадка привлекались изученный ранее минеральный парагенезис минерала-хозяина и состав микроминералов-примесей в нем. Имея все это в виду, с большой долей вероятности можно диагностировать минеральный вид осадков в вакуолях.

Например, проведенные исследования показали, что в вакуолях касситерита из месторождения Шерловая гора широко распространены хлориды K, Na, Fe, Ca, Al. Наличие сильвина (KCl) в вакуоли подтверждено исследованиями Р. В. Боярской под электронным микроскопом методом микродифракции. В этих же вакуолях нередко присутствуют сера и цинк. Поэтому можно предположить, что образование ZnS в вакуоли образца 225 происходило по реакции $ZnCl_2 + K_2S \rightarrow ZnS + 2KCl$. Кроме того, цинк часто ассоциирует с алюминием. По-видимому, в этом случае осадок отвечает составу гранита $ZnAl_2O_4$ (фиг. 2), который был обнаружен также в рудах Шерловой горы (Доломанова, 1963). В свою очередь сера нередко ассоциирует с натрием. В этом случае однозначно решить вопрос о том, отвечает осадок составу Na_2SO_4 или Na_2S , трудно и можно пользоваться пока только косвенным методом, исходя из знаний физико-химических условий образования обнаруженных в вакуоли минералов. Часто в составе осадков встречается ильменит ($FeTiO_3$), присутствие которого в касситерите в виде микроминерала-примеси отмечалось и ранее (Доломанова и др., 1966₁). В отдельных вакуолях обнаружены минералы, состоящие из K, Al и Si или Ca, Al и Si, по-видимому, принадлежащие полевым шпатам и слюдам. Другие осадки представляют собой, скорее всего, смеси минеральных веществ, состоящих из перечисленных выше элементов с примесью Mn и Mg.

Следует подчеркнуть, что в осадках вакуолей в касситерите из месторождения Шерловая гора не обнаружены Ta и Nb. Химический анализ этого касситерита показал ничтожное содержание этих элементов: $Nb_2O_5 = 0,02 - 0,10\%$; $Ta_2O_5 = 0,006 - 0,02\%$ (Доломанова и др., 1969₂).

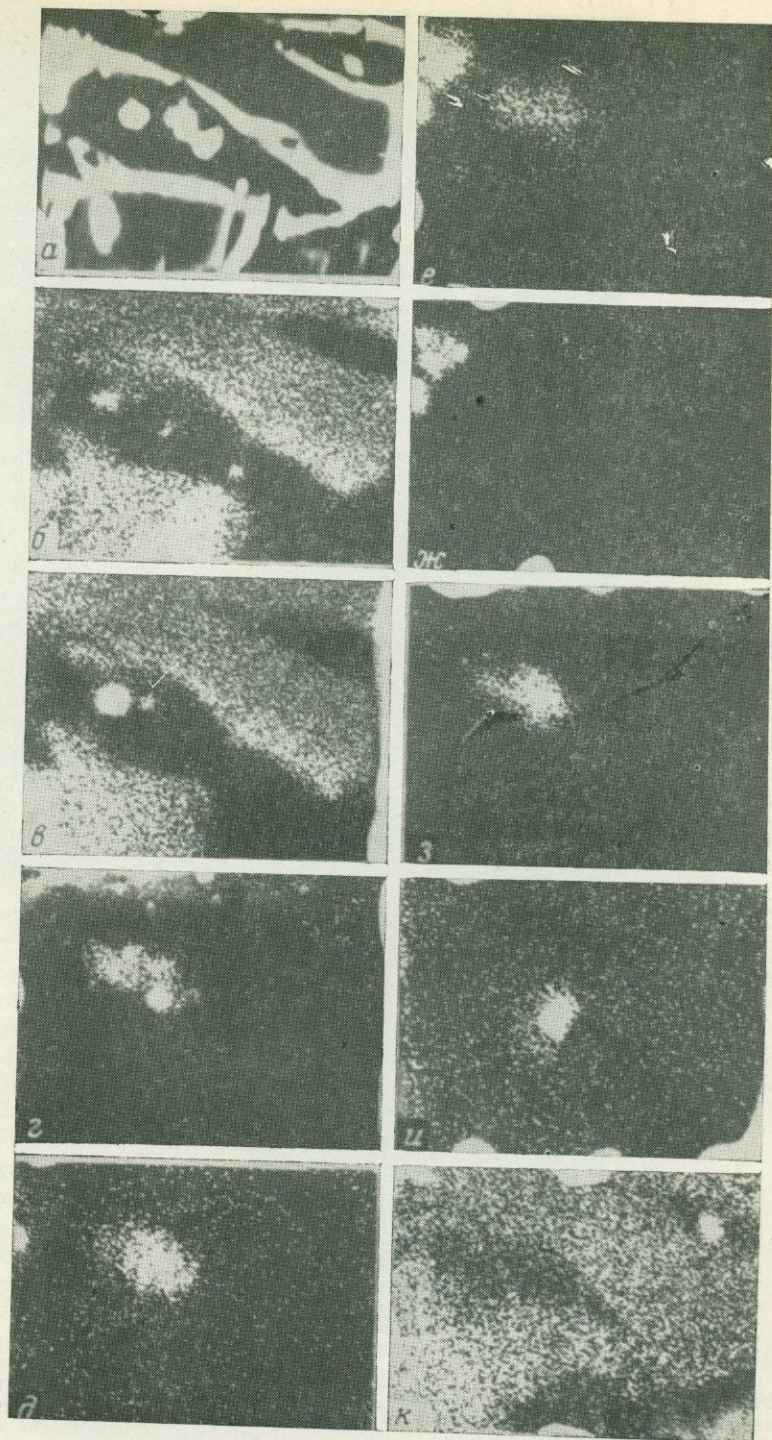
В отличие от описанного выше в вакуолях более высокотемпературных касситеритов из пегматитовых и касситерит-кварцевых месторождений ГДР и Центральной Африки сера не обнаружена. Осадок содержит Fe, Nb, Ti, а также заметную примесь Ta и часто W и Mn (фиг. 3), что, вероятно, отвечает составу колумбита или тапиолита $(Fe, Mn)(Nb, Ta, Ti)_2O_6$. Как известно, колумбит и вольфрамит сходны по структуре (Минералы, 1967) и могут образовывать тесные взаимные сростания. Такие закономерные сростки обоих минералов наблюдались в виде включений в касситерите из Этыкинского месторождения (Доломанов и др., 1966₁). В этом минерале Fe резко преобладает на Mn, а Nb — над Ta. В некоторых осадках подобного типа не обнаружен Ti.

В составе осадков в вакуолях касситеритов также широко распространены хлориды Na, Ca, Fe и Al. Частым компонентом твердого осадка являются и соединения типа калиевого или кальциевого полевого шпата и ильменита. Кроме перечисленных индивидуализированных осадков, наблюдаются и смеси того же элементного состава. В вакуолях обнаружены также осадки, состоящие из алюминия, из титана, или из титана и кальция, которые, очевидно, образуют корунд, рутил и сфен

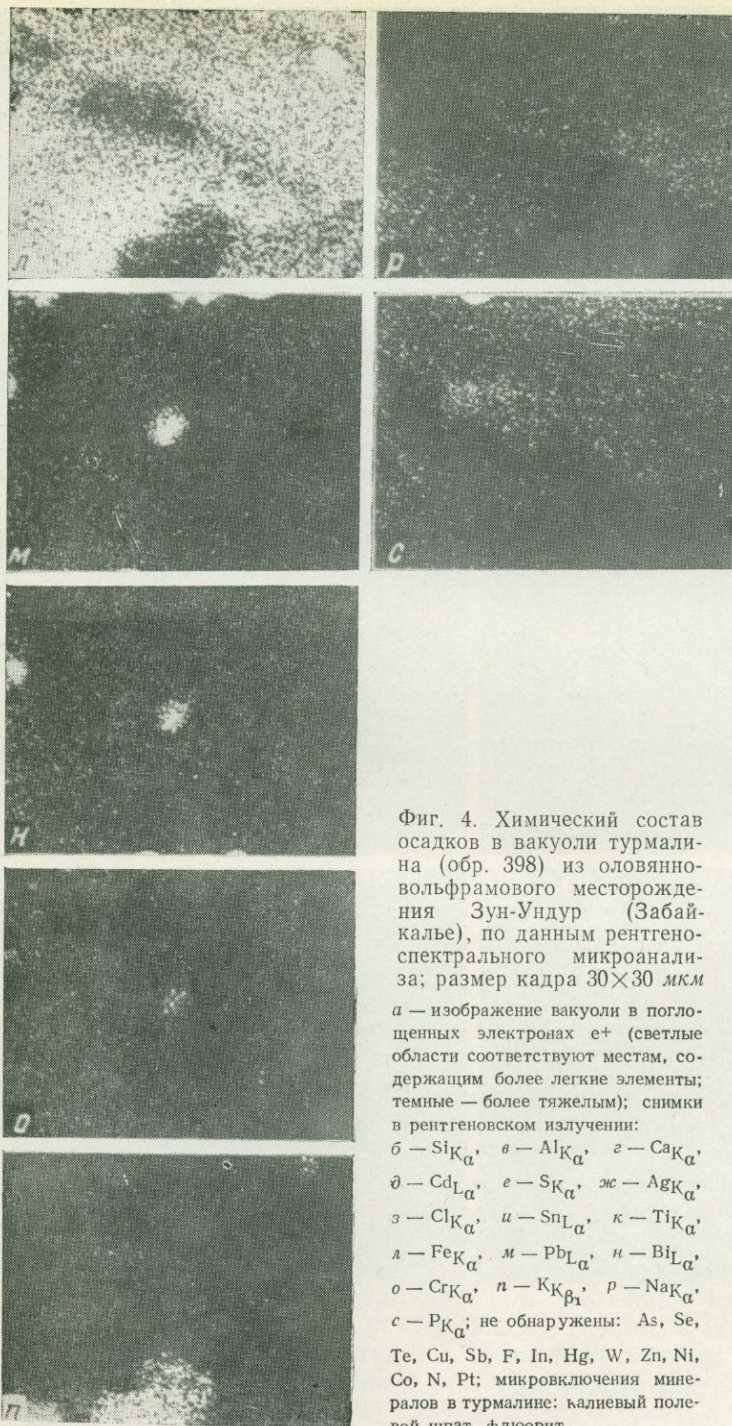


Фиг. 3. Химический состав осадков в вакуоли касситерита (обр. 83) из оловорудного месторождения Эренфридерсдорф (ГДР) по данным рентгеноспектрального микроанализа; размер кадра 40×40 мкм

a — изображение вакуоли в поглощенных электронах e^+ (светлые области соответствуют местам, содержащим более легкие элементы; темные — местам, содержащим более тяжелые); снимки в рентгеновском излучении: *b* — $Nb_{L\alpha}$, *в* — $Fe_{K\alpha}$, *г* — $Ta_{L\alpha}$, *д* — $Al_{K\alpha}$; не обнаружены: Na, K, Ca, Cl, F, S, Mg, Mn, W, Zr, Cr, Si, P, Ge



(кислород не определяли, так как он имеется в SnO_2). Другие элементы в этих осадках отсутствуют. Перечисленные минералы встречались в виде микровключений в касситеритах из различных месторождений (Доломанова и др., 1969₂). Например, рутила бывает много в тех касситеритах, которые находятся в жилах, кристаллизовавшихся в песчанико-сланцевых породах, содержащих примесь Ti (Приваловское месторождение).



Фиг. 4. Химический состав осадков в вакуоли турмалина (обр. 398) из оловянно-вольфрамового месторождения Зун-Ундур (Забайкалье), по данным рентгено-спектрального микроанализа; размер кадра 30×30 мкм

a — изображение вакуоли в поглощенных электронах e^+ (светлые области соответствуют местам, содержащим более легкие элементы; темные — более тяжелым); снимки в рентгеновском излучении:

б — $Si_{K\alpha}$, *в* — $Al_{K\alpha}$, *г* — $Ca_{K\alpha}$,

д — $Cd_{L\alpha}$, *е* — $S_{K\alpha}$, *ж* — $Ag_{K\alpha}$,

з — $Cl_{K\alpha}$, *и* — $Sn_{L\alpha}$, *к* — $Ti_{K\alpha}$,

л — $Fe_{K\alpha}$, *м* — $Pb_{L\alpha}$, *н* — $Bi_{L\alpha}$,

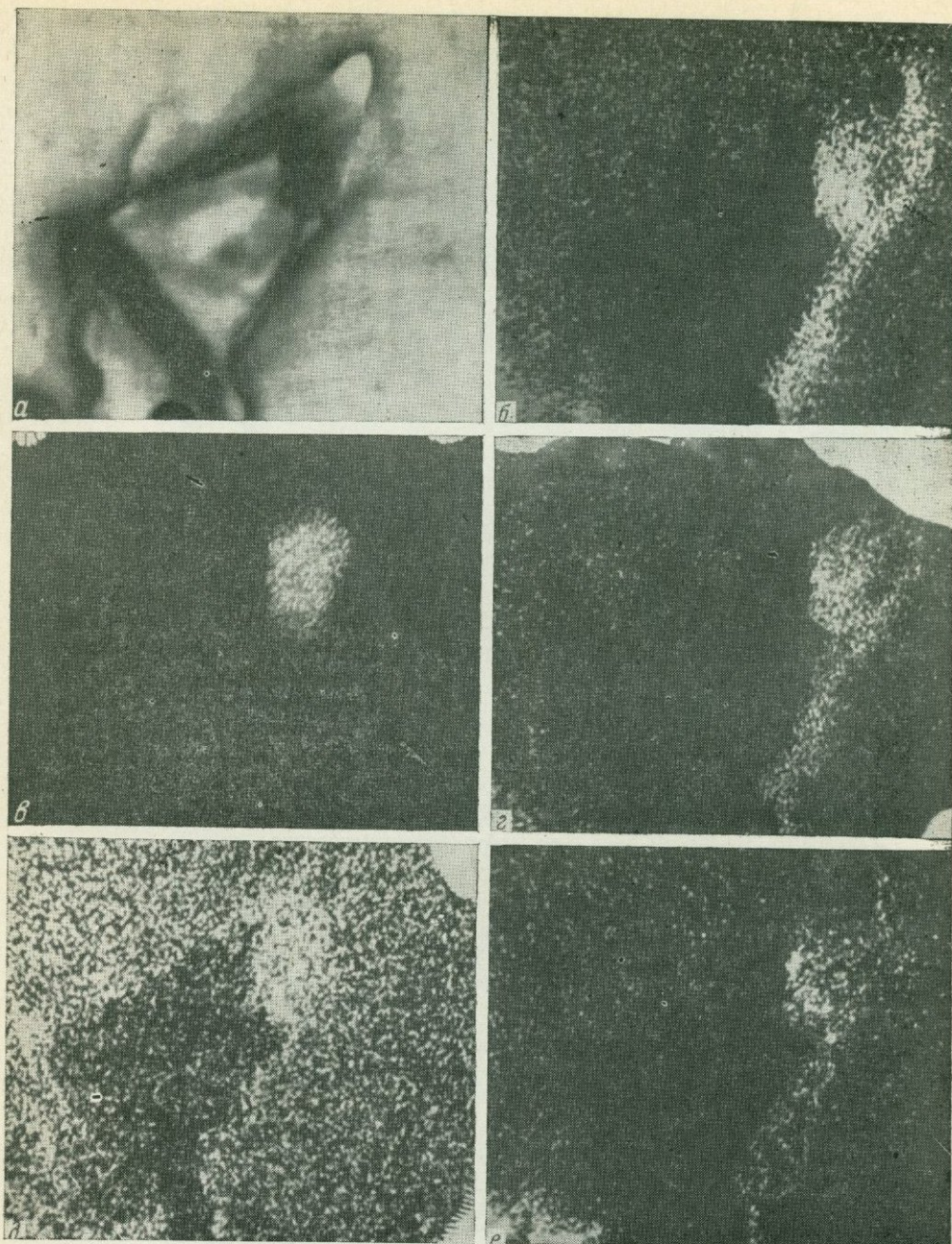
о — $Cr_{K\alpha}$, *п* — $K_{K\beta 1}$, *р* — $Na_{K\alpha}$,

с — $P_{K\alpha}$; не обнаружены: As, Se,

Te, Cu, Sb, F, In, Hg, W, Zn, Ni, Co, N, Pt; микровключения минералов в турмалине: калиевый полевой шпат, флюорит

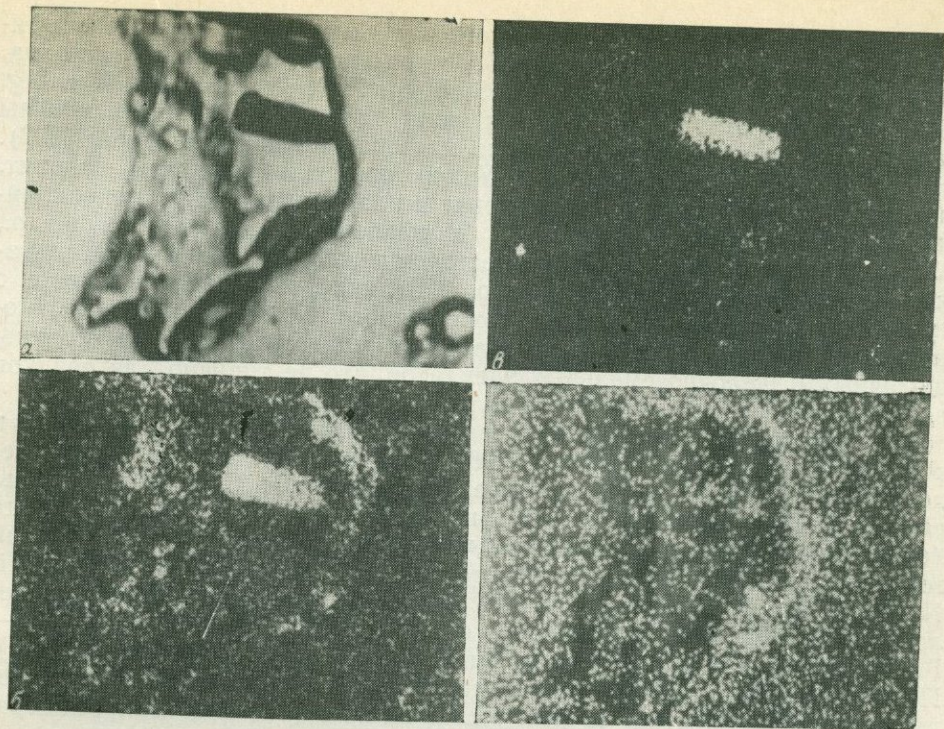
В виде микровключений в касситерите из Этыкинского месторождения присутствует разновидность корунда — рубин (Доломанова и др., 1966).

Впервые проведенные исследования химического состава твердых осадков в вакуолях касситеритов из месторождений разных формаций выявили сходные и отличительные черты в составе осадков. Сходство



Фиг. 5. Химический состав осадков в вакуоли кварца (обр. 3241) из пегматитового месторождения Адун-Чолон (Забайкалье), по данным рентгеноспектрального микроанализа; размер кадра 60×60 мкм

*a*₁ — изображение вакуоли в поглощенных электронах e^+ ; снимки в рентгеновском излучении: *b* — $R_{K\alpha}$, *c* — $Sr_{K\alpha}$, *d* — $S_{K\alpha}$, *e* — $Zr_{K\alpha}$, *f* — $Al_{K\alpha}$; не обнаружены: F, Cl, N, Sb, Ca, Te, Sc, Ti, Cu, Mn, Co, Sn, In, Cd, Ag, Mo, Ni, Ge, K



Фиг. 6. Химический состав осадков в вакуоли кварца (обр. 3241), по данным рентгено-спектрального микроанализа; размер кадра 30×30 мкм
 а — изображение вакуоли в поглощенных электронах e^+ ; снимки в рентгеновском излучении: б — $Sr_{K\alpha}$, в — $Sr_{K\alpha}$, г — $Al_{K\alpha}$

заключается в том, что в твердом осадке во всех случаях преобладают литофильные элементы — Si, Al, Ca, K, Na, реже Mg, Mn, Sr, а из сидерофильных — обычно Fe. Широко распространены хлориды литофильных элементов и менее — сидерофильных. Фториды пока не обнаружены. Отличие заключается в том, что в вакуолях касситеритов из месторождений пегматитовой и касситерит-кварцевой формаций часто обнаруживаются тантало-ниобаты и вольфраматы, тогда как в вакуолях касситерит-кварц-сульфидной формации более обычны сульфаты (или сульфиды) литофильных элементов и сульфиды халькофильных.

Кроме того, устанавливается сходство химического состава твердых осадков в вакуолях с составом микроминералов-примесей в касситеритах и с составами минералов, кристаллизующихся совместно с касситеритом. Химический состав осадков в вакуолях отражает специфику гидротермальных растворов, из которых образовался касситерит в месторождениях разных формаций. Эта специфика была бы еще более наглядной, если бы метод рентгеноспектрального микроанализа позволял определять и более легкие по сравнению с бором элементы и если бы напыление образцов производилось не только углеродом, но и металлами. По ранее изложенным причинам нельзя судить о характере растворов по составу осадков одной вакуоли (а только по группе их, содержащих близкие по составу осадки).

В вакуолях турмалинов состав осадков тот же, что и в касситеритах — $CaCl_2$, KCl, NaCl, $CaTiO_3$, $CaTiSiO_5$, $(Fe, Mn)TiO_3$, Na_2S (или Na_2SO_4), K_2S (или K_2SO_4), Al_2O_3 . Скорее всего, щелочные металлы входят в состав сульфидов, а не сульфатов, так как в газовой фазе обнаружен H_2S . Турмалин кристаллизуется вместе с сульфидами позже глав-

ной массы касситерита; поэтому в его вакуолях присутствуют специфические осадки, отражающие смену состава гидротермального раствора. К их числу принадлежат Ag_2S , CdS , Bi_2S_3 , PbS , фосфаты Na , K и Mg , SnO_2 (фиг. 4). Минералы такого же или близкого состава обнаружены и в составе жил упомянутых выше месторождений (Григорьев, 1957). Например, в месторождении Зун-Ундур известны висмутин, галенит, аргентит, апатит, касситерит, гринокит и алабандин. Два последних минерала присутствуют как примесь в сфалерите (Доломанова и др., 1971). Следует отметить, что в месторождении Шерловая гора турмалин (обр. 795) и касситерит (обр. 225) кристаллизовались вместе с сульфидами, первый несколько позже второго. В вакуолях обоих минералов широко распространены сульфаты (или сульфиды) и хлориды щелочных и щелочноземельных элементов, что не типично для осадков вакуолей из более высокотемпературных минералов.

Химический состав твердых осадков в вакуолях кварца изучался и ранее (Доломанова и др., 1966, 1968; Тронева и др., 1971). Но в исследованном кварце он оказался более разнообразным. Следует оговориться, что и теперь он изучен еще не полностью. В вакуолях кварца (обр. 2014) из жил, расположенных в гранитном массиве Шерловой горы, в составе порошкообразного осадка обнаружены Zn , Fe , Cr , Al , Ti , N , Ni , P , Mn , S . Судя по площади их распространения, можно предположить присутствие ильменита с примесью Cr , хромгерцинита — $\text{Fe}(\text{Al}, \text{Cr})_2\text{O}_4$ (?) и соединения с примерной формулой $\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ (?). По-видимому, присутствуют фосфаты, нитраты и сульфаты (или сульфиды), но более или менее точный состав их неясен. В виде микроминералов присутствуют галит и рутил.

В вакуолях кварца (обр. 3241) из «сердечника» пегматитовой жилы Адун-Чолона обнаружены порошкообразные осадки с общим составом: Ca , Al , Ti , Cu , Zn , Fe , Ni , Co , Cr , P , S , N . Очень четко пространственно обособляются осадок состава Zn , Cr , P , S , Al (фиг. 5) и микроминерал, состоящий из Cr и S (сульфат или сульфид хрома) (фиг. 6). Вполне вероятно, что в вакуолях могут быть и силикаты и алюмосиликаты, но определить Si в виде осадка в кварце пока невозможно. Также пока не определены и соли углекислоты, которые, несомненно, имеются. Этому мешает напыление образца углеродом.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Химический состав твердых осадков в вакуолях минералов очень сходен с составом минеральных парагенезисов отдельных стадий минерализации и микровключений минералов в исследуемом или аналогичном минерале.

2. Это позволяет с большой долей вероятности утверждать, что химический состав раствора, заключенного в вакуолях, отражает состав гидротермальных растворов, из которых кристаллизовался минерал.

3. Кроме того, присутствуют соединения, которые либо не обнаруживаются при изучении минерального состава руд из-за повышенной растворимости (хлориды, нитраты различных металлов), либо встречаются очень редко и в небольших количествах (фосфаты, простые и сложные окислы и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев И. Ф. Геология, минералогия и генезис оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. Автореф. докт. дисс. М., 1957.
- Доломанова Е. И. Свинцово-цинковая минерализация на некоторых касситерито-кварцево-сульфидных месторождениях Восточного Забайкалья.— В сб. «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья» (Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 83).
- Доломанова Е. И., Лидер В. В., Рожанский В. Н. Состав микроминералов, включенных в касситерите, по данным точечного рентгеноспектрального анализа.— Записки Всес. мин. об-ва, 1966, серия 2, ч. 95.
- Доломанова Е. И., Лидер В. В., Рожанский В. Н., Элинсон М. М. Состав твердых осадков в некоторых газовой-жидких включениях в морионе по данным рентгеноспектрального точечного анализа.— Докл. АН СССР, 1966, 167, № 1.
- Доломанова Е. И., Лидер В. В., Рожанский В. Н., Элинсон М. М. Рентгеноспектральное изучение элементарного состава ультрамикроструктурных фаз в газовой-жидких включениях кварцев.— В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. 1. Изд-во «Наука», 1968.
- Доломанова Е. И., Королев Н. В., Рюхин В. В. Методика микроспектрального определения состава газовой-жидких включений в кварце.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 7.
- Доломанова Е. И., Боярская Р. В., Ракчеев А. Д., Яковлевская Т. А. Касситерит и его типоморфные свойства.— В сб. «Типоморфизм минералов». Изд-во «Наука», 1969, 2.
- Доломанова Е. И., Боярская Р. В., Вальсов Л. Н., Лапутина И. П. Неоднородность сфалерита из оловянных месторождений Забайкалья.— В сб. «Вопросы однородности и неоднородности минералов». Изд-во «Наука», 1971, 1.
- Доломанова Е. И., Королев Н. В., Элинсон М. М. Особенности образования Ушмунского оловянно-вольфрамового месторождения в Забайкалье по данным газовой-жидких включений в кварце.— Изд-во АН СССР, серия геол., 1971, 2, № 4.
- Доломанова Е. И., Гасоян М. С., Королев Н. В., Рудницкая Е. С., Тютнева Г. К., Успенская А. Б., Элинсон М. М. Типоморфные особенности гидротермальных жильных кварцев.— В сб. «Типоморфизм минералов и его практическое значение». Изд-во «Недра», 1972.
- Минералы, т. II, вып. 3, справочник. Изд-во «Наука», 1967.
- Тронева Н. В., Доломанова Е. И., Цепин А. И. Изучение состава твердых осадков в вакуолях кварца микрорентгеноспектральным методом.— Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН за 1970 г. М., 1971.
- Щербина В. В. Геохимия. Изд-во «Недра», 1972.

СЕЛЕНСОДЕРЖАЩИЕ СУЛЬФИДЫ РТУТИ

(по экспериментальным данным и природным наблюдениям)

*Н. А. Озерова, В. С. Балицкий, В. В. Комова, И. П. Лапутина,
М. Г. Добровольская, Ю. К. Воробьев, Ю. Н. Пашков,
Л. Н. Вьяльсов, В. Д. Сидельникова, Ю. В. Финкельштейн,
Г. В. Басова*

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к поведению селена и формам его нахождения в ртутных месторождениях объясняется двумя причинами. 1. Селен является типоморфным элементом ртутных металлогенических провинций. Впервые на это обратил внимание В. П. Федорчук (1964): он показал, что ртутные месторождения Южно-Ферганского пояса и Южно-Китайской провинции характеризуются повышенным содержанием этого элемента, а месторождения Средиземноморской провинции — пониженными. 2. Селен служит важным и дефицитным промышленным сырьем. При среднем содержании Se в киновари в первые десятые доли процента производство тонны металлической ртути может попутно давать несколько килограммов селена. Это при стоимости селена, в два-три раза превышающей стоимость ртути, является благоприятным экономическим показателем.

Среди селенсодержащих сульфидов ртути известны минералы ряда метациннабарит — тиманнит с переменным содержанием селена (промежуточные члены ряда называют онофритом), селенсодержащая киноварь и хакит.

Лучше всего с точки зрения изоморфизма S—Se изучена система метациннабарит (HgS) — тиманнит (HgSe). После работ Эрли (Earley, 1950), Е. И. Никольской и А. Р. Регель (1955), показавших на искусственных соединениях закономерное увеличение параметра a_0 с возрастанием содержания селена, изоморфизм серы и селена в этом ряду минералов не вызывает сомнения.

О содержании Se в киновари стало возможным судить сравнительно недавно после разработки специального метода определения Se в присутствии Hg. Наиболее подробные сведения о распределении Se изложены в работах Чжун Цзя-жун (1962) по ртутным месторождениям Южной Ферганы, В. П. Федорчука (1964), А. С. Великого, В. Ю. Волгина и В. С. Иванова (1966, 1967) для ряда союзных и зарубежных месторождений. Отдельные определения приведены в работах Т. И. Новиковой (1961), В. И. Васильева (1970), Ю. В. Финкельштейна (1971, Финкельштейн, Николаева, 1969), О. В. Вершковской (Вершковская и др., 1972), А. П. Большакова (1963), Г. Тишendorфа (Tischendorf, 1966), А. А. Саукова, Н. Х. Айдинян и Н. А. Озеровой (1972). Этими работами показано, что киноварь — хороший концентратор селена. Содержание Se является повышенным при значениях $0,0n—0,n\%$. Наиболее высокими его содержаниями до сих пор считались: $1,48\%$ — на месторождении Карасу в Средней Азии (Финкельштейн, 1971) и 2% — на Горхонском месторождении в Восточных Саянах (Васильев, 1970) и на вулкане Менделеева (Озерова и др., 1973).

Изоморфизм S и Se в киновари изучался А. Ю. Малевским и Чжун Цзя-жун (1965) путем получения искусственных сплавов HgS—HgSe.

отожженных при температуре 300, 600 и 800° С. Они установили увеличение параметров решетки киновари в связи с повышением содержания HgSe в пределах сохранения гомогенности этих сплавов. Предельная концентрация селенида ртути в киновари, по данным этих авторов, составляет: для 300°—15,5, для 600°—9 и для 800°—6% HgSe, что в пересчете на селен соответственно равно 5,4; 3 и 2%.

Изоморфизм S и Se наблюдается также в хаките. Это — новый минерал из группы ртутьсодержащих тетраэдритов, установленный с помощью рентгеноспектрального микроанализа пока только на месторождении Предборице (Předbořice) в Богемии. Он содержит 14—15% Hg и 34—38,5% Se, содержание серы в нем соответственно изменяется от 3,5 до 0% (Johan, Kvaček, 1971).

ПОСТАНОВКА ИССЛЕДОВАНИЙ

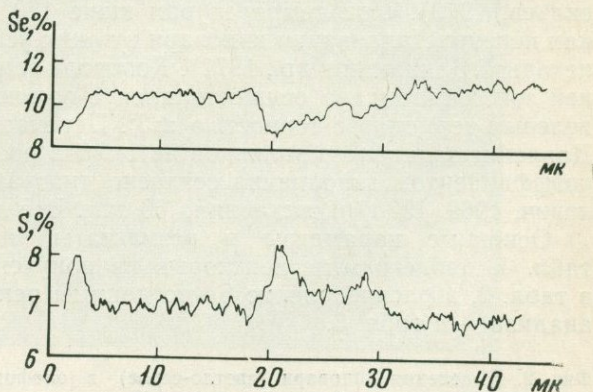
Мы решили синтезировать селенсодержащую киноварь и онофрит с концентрациями селена, близкими к природным, из растворов разного состава и температуры с целью выявления особенностей их кристаллизации в гидротермальных растворах и причин различий в содержании Se. В новообразованных кристаллах было изучено с помощью электронного зонда распределение пары S—Se, определены для некоторых из них параметры решетки, исследованы спектры отражения, микротвердость и методом гомогенизации изучены газовой-жидкие включения для выяснения условий кристаллизации их агрегатов в автоклаве.

Наблюдения над искусственными кристаллами дополнялись изучением образцов природной киновари с различным содержанием селена, онофрита и тиманнита из ртутных месторождений Карасу, Кульджук, Хайдаркан и Чаувай (Средняя Азия), из ртутно-колчеданной залежи вулкана Менделеева (Курильские острова) и из свинцово-цинкового месторождения Клаусталь (ФРГ).

ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Была поставлена серия опытов по выращиванию сульфидов ртути в гидротермальных растворах путем перекристаллизации в условиях температурного перепада природной киновари из месторождения «Север» в Якутии (фракция 0,2—0,7 см), содержащей $1,3 \cdot 10^{-4}$ % Se. Эксперименты проводили в стальных автоклавах объемом 20 см³, футерованных фторопластом. Перекристаллизация киновари осуществлялась в растворах 0,3 М Na₂S и 6 М HCl. Первоначальная концентрация Se в растворе изменялась от 0,1 до 10 г/л.

Опыты проводили при двух температурах кристаллизации: 200 и 150° С. Выбор этих температур основан на многочисленных данных, по-



Фиг. 1. Распределение Se и S в синтезированном онофрите, содержащем 12% Se_{вал.} Опыт 13

Таблица 1

Основные параметры и результаты опытов по выращиванию сульфидов ртути

| Опыт | Раствор | | | | | Синтезированные кристаллы*** | |
|---|------------------------------------|--------------------------------|----------------|---------------|----------------------|------------------------------|---------------------------|
| | состав раствора | температура кристаллизации, °С | рН после опыта | Se | | минерал | Se, % |
| | | | | до опыта, г/л | после опыта*, г/л | | |
| Вводили раствор селена (Se ⁴⁺), г/л | | | | | | | |
| 1 | 0,3MNa ₂ S ₃ | 200 | >10 | 10 | Не опр. | Онофрит, киноварь—мало | 5,3—8,4** } 4,2* |
| 2 | 0,3MNa ₂ S | 200 | >10 | 1 | » | Киноварь | 1,2—7,7** } 4,2* |
| 3 | 0,3MNa ₂ S | 200 | >10 | 0,1 | » | » | 0,41* |
| 4 | 6M HCl | 200 | ~1 | 5 | » | Киноварь, онофрит-следы | 0,24* } 0,05* |
| 5 | 6M HCl | 200 | ~1 | 1 | » | Киноварь | 0,035* |
| 6 | 6M HCl | 200 | ~1 | 0,1 | » | » | 0,026* |
| 7 | 0,3MNa ₂ S | 150 | >10 | 10 | 1,5·10 ⁻⁴ | Онофрит, киноварь—очень мало | 21,7—25,9** } 3,24* |
| 8 | 0,3MNa ₂ S | 150 | >10 | 1 | 2·10 ⁻⁵ | Киноварь, онофрит—следы | 0—3,5** } 0,032* |
| 9 | 0,3MNa ₂ S | 150 | >10 | 0,1 | Не опр. | Киноварь, онофрит—мало | Не опр. } 0,05** |
| 10 | 6M HCl | 150 | ~1 | 5 | » | Онофрит, киноварь—очень мало | 3,7—12** } 6,8—8,5; редко |
| 11 | 6M HCl | 150 | ~1 | 1 | » | Киноварь, онофрит—следы | 10,5—23,4** } 0,043* |
| 12 | 6M HCl | 150 | ~1 | 0,1 | 1·10 ⁻⁴ | Киноварь | 0,0—0,077** } 0,043* |
| Вводили металлический селен, мг | | | | | | | |
| 13 | 0,3MNa ₂ S | 150 | 11,9 | 200 | 0,565 | Онофрит, киноварь—следы | 12,4* |
| 14 | 0,3MNa ₂ S | 150 | 11,67 | 20 | 0,19 | Киноварь | ~2** |
| 15 | 0,3MNa ₂ S | 150 | 12,21 | 10 | 0,087 | » | 0,90* |
| 16 | 6M HCl | 150 | -0,99 | 200 | <2·10 ⁻⁵ | » | 0,16* |
| 17 | 6M HCl | 150 | <-1 | 20 | » | » | 0,19* |

* По методу И. И. Назаренко и др. (1970).

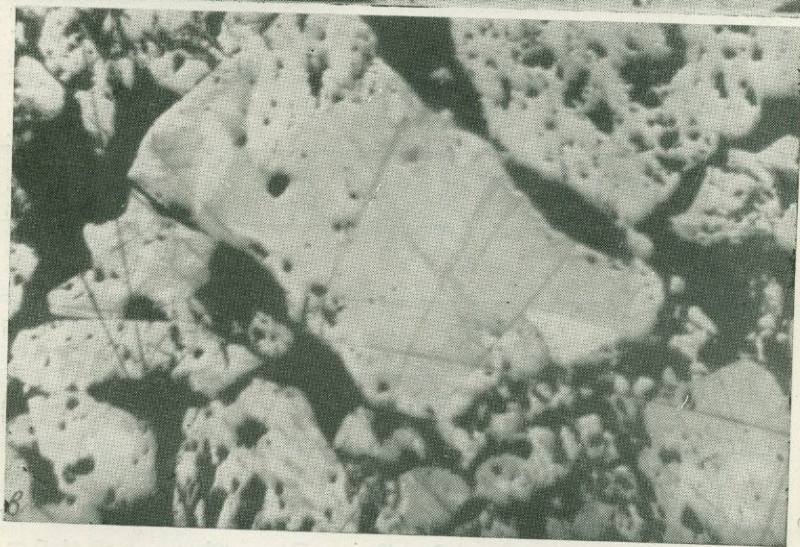
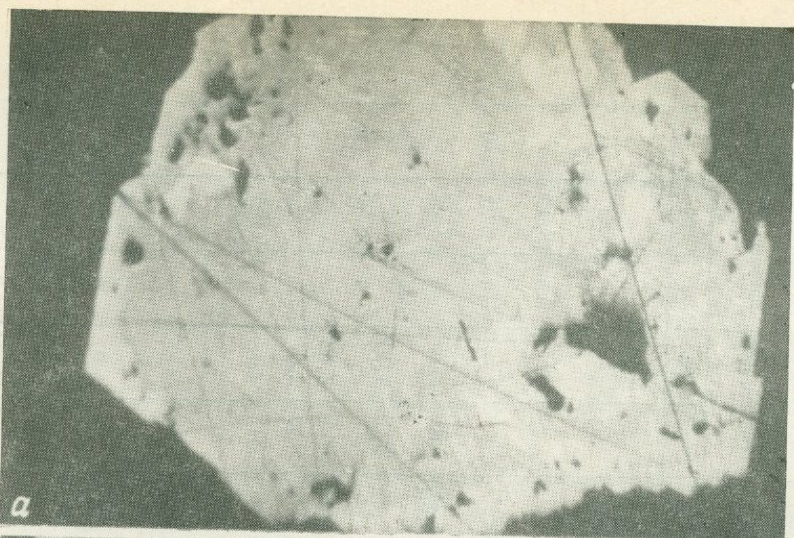
** По данным рентгеноспектрального микроанализа.

*** Размер кристаллов 0,02—3 мм

лученных при изучении газовой-жидких включений в природной киновари (Манучарянц и др., 1970; Васильев, 1970; Васильев и др., 1973; Шамрай, Труфанов, 1968; Труфанов, 1972; Головченко, 1966). Эти данные позволяют считать, что образование сульфидов ртути происходит при температурах не выше 250°, а оптимальный температурный режим ограничивается пределами 200—75° (Манучарянц и др., 1970) или 150—75° (Васильев, 1970). При температурах ниже 150° опыты не проводили, так как перекристаллизация киновари в таких условиях практически не происходит (Балицкий и др., 1971). Контроль температуры в нижней и верхней зонах автоклава осуществлялся с помощью наружных хромель-копелевых термпар с точностью ±3°. Перепад температур составлял 50°. Давление задавалось заливкой автоклава раствором с соответствующим коэффициентом заполнения согласно диаграммам P—F—T—X (Самойлович, 1969, 1970) и составляло 60 атм. Все опыты длились по 12 суток.

Основные параметры и результаты экспериментов приведены в табл. 1, дебаеграммы некоторых из полученных сульфидов ртути — в табл. 2, а распределение Se по данным рентгеноспектрального микроанализа — в табл. 3.

Фиг. 2. Выделения киновари (светло-серое) в онофрите (серое) в синтезированных образцах. Опыт 1, полир. шлифы, увел. 165



PLANT PATHOLOGY SOCIETY OF AMERICA

Таблица 2

Рентгенометрические данные селеносодержащих сульфидов ртути (синтезированных и природных)

| Киноварь | | | | | | | | Онофрит | | | | | | | | Метациннабарит | | Тиманнит | | | | | |
|------------------|----------------|--------|----------------|-------------|----------------|--------------------------------|----------------|------------------|----------------|--------|----------------|-------------|----------------|----|----------------|----------------------------|----------------|--------------------------------|----------------|-------------|----------------|--------------------------------|--|
| синтезированная* | | | | природная** | | | | синтезированный* | | | | природный** | | | | Васильев, Лаврентьев, 1968 | | эталон (Berry, Thompson, 1962) | | природный** | | эталон (Berry, Thompson, 1962) | |
| обр. 1 | | обр. 2 | | обр. 3 | | эталон (Berry, Thompson, 1962) | | обр. 1 | | обр. 2 | | обр. 3 | | | | | | | | | | | |
| I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | | |
| | | | | | | | | | | | | 1 | 7,37 | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | 2 | 6,16 | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | 1 | 5,58 | | | | | | | | | | |
| | | 1 | (3,72) | 2 | (3,730) | | | 7 | (3,74) | 6 | (3,78) | 5 | (3,73) | | | | | | 5 | (3,94) | | | |
| | | 2 | (3,50) | | | | | | | | | 2 | 3,636 | | | | | 10 | 3,52 | 10 | 3,51 | | |
| 5 | 3,38 | 5 | 3,36 | 9 | 3,381 | 9 | 3,34 | 10 | 3,40 | 10 | 3,42 | 10 | 3,371 | 10 | 3,41 | 10 | 3,39 | 1 | 3,40 | | | | |
| | | 6 | 3,316 | 5 | 3,186 | 4 | 3,14 | | | 0,5 | (3,26) | 1 | (3,230) | | | | | | | | | | |
| 6 | 3,17 | 6 | 3,316 | | | | | | | | | 1 | 3,169 | | | 0,5 | 3,16 | 4 | 3,05 | 2 | 3,05 | | |
| | | | | | | | | 6 | 2,94 | 6 | 2,96 | 6 | 2,923 | 4 | 2,95 | 5 | 2,92 | | | | | | |
| 9 | 2,87 | 8 | 2,86 | 10 | 2,880 | 10 | 2,85 | | | | | 1 | 2,874 | | | 2 | 2,87 | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | 1 | 2,832 | | | | | | | | 2 | 2,81 | |
| | | | | | | | | | | | | 2 | 2,580 | | | | | | | | | | |
| 2 | 2,38 | 0,5 | 2,368 | 1 | 2,381 | 1 | 2,36 | | | | | 2 | 2,377 | | | | | 4 | (2,39) | | | | |
| | | | | | | | | 5 | (2,29) | 5 | 2,304 | 3 | (2,283) | | | | | | | | | | |
| | | | | 1 | (2,194) | | | | | | | 1 | 2,246 | | | | | | | | | | |
| 3 | (2,19) | 0,5 | 2,074 | 3 | 2,091 | 5 | 2,06 | 9 | 2,03 | 9 | 2,032 | 9 | 2,073 | 8 | 2,09 | 8 | 2,07 | 9 | 2,16 | 8 | 2,15 | | |
| 2 | 2,03 | 9 | 2,023 | 1 | 2,046 | | | | | | | | | | | | | 3 | 2,03 | | | | |
| 8 | 2,00 | 4 | 1,973 | 5 | 1,958 | 1 | 2,01 | | | | | 1 | 1,985 | | | 0,5 | 1,985 | | | 2 | 1,994 | | |
| 1 | (1,920) | 0,5 | 1,908 | | | 5 | 1,969 | 5 | (1,957) | 4 | 1,973 | 3 | (1,952) | | | | | | | | | | |
| 0,5 | (1,860) | 0,5 | 1,844 | 1 | 1,867 | 0,5 | 1,895 | | | | | | | | | | | 8 | 1,840 | 8 | 1,834 | | |

Таблица 2 (окончание)

| Киноварь | | | | | | | | Онофрит | | | | | | Метациннабарит | | Тиманнит | | | | | |
|------------------|----------------|--------|----------------|-------------|----------------|--------------------------------|----------------|------------------|----------------|--------|----------------|-------------|----------------|----------------------------|----------------|--------------------------------|----------------|-------------|----------------|--------------------------------|----------------|
| синтезированная* | | | | природная** | | | | синтезированный* | | | | природный** | | Васильев, Лаврентьев, 1968 | | сталон (Bergu, Thompson, 1962) | | природный** | | эталон (Bergu, Thompson, 1962) | |
| обр. 1 | | обр. 2 | | обр. 3 | | эталон (Bergu, Thompson, 1962) | | обр. 1 | | обр. 2 | | обр. 3 | | | | | | | | | |
| I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α | I | d _α |
| 9 | 1,776 | | | | | | | 9 | 1,776 | 9 | 1,785 | 9 | 1,760 | 7 | 1,780 | 7 | 1,759 | 2 | 1,761 | 0,5 | 1,759 |
| 7 | 1,744 | 1 | 1,766 | 3 | 1,748 | | | | | | | 1 | 1,748 | | | | | | | | |
| | | 3 | 1,736 | 3 | 1,717 | 5 | 1,725 | 1 | 1,701 | 3 | 1,707 | 3 | 1,695 | 2 | 1,703 | | | | | | |
| 7 | 1,685 | 4 | 1,681 | | | 6 | 1,672 | | | | | | | | | 2 | 1,684 | 1 | 1,684 | | |
| 3 | 1,539 | 1 | 1,586 | 1 | 1,586 | 1 | 1,578 | | | | | | | | | | | 2 | 1,543 | | |
| 1 | 1,569 | 1 | 1,566 | | | | | | | | | 1 | 1,505 | | | | | 3 | 1,527 | 1 | 1,519 |
| | | | | 1 | 1,490 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3 | 1,438 | 5 | 1,433 | | | 3 | 1,429 | 2 | (1,489) | 1 | (1,498) | 2 | (1,472) | 2 | 1,472 | 1 | 1,463 | | | | |
| | | | | 1 | 1,375 | | | 2 | 1,472 | 3 | 1,480 | | | | | | | | | | |
| 6 | 1,351 | 5 | 1,357 | 1 | 1,359 | 0,5 | 1,356 | 6 | 1,351 | 5 | 1,357 | 5 | 1,348 | 3 | 1,355 | 4 | 1,344 | 6 | 1,403 | 2 | 1,399 |
| | | | | | | 5 | 1,339 | | | | | | | | | | | 2 | 1,372 | 0,5 | 1,359 |
| 5 | 1,312 | 3 | 1,305 | 2 | 1,320 | 4 | 1,304 | | | 3 | (1,323) | 3 | 1,313 | 1 | 1,321 | 2 | 1,310 | 1 | 1,295 | | |
| 0,5 | 1,273 | | | | | | | | | | | 1 | 1,271 | | | | | | | | |
| 1 | 1,263 | | | 1 | 1,262 | 3 | 1,256 | | | 1 | (1,257) | 1 | (1,247) | | | | | 7 | 1,246 | 2 | 1,241 |
| | | | | 1 | 1,209 | 0,5 | 1,196 | 3 | 1,204 | 6 | 1,209 | | | | | | | | | | |
| | | | | 1 | 1,190 | 2 | 1,181 | | | | | 5 | 1,199 | 3 | 1,204 | 3 | 1,193 | 5 | 1,175 | 1 | 1,173 |
| | | 3 | 1,104 | 1 | 1,127 | 3 | 1,105 | 4 | 1,133 | 4 | 1,140 | 4 | 1,131 | 3 | 1,136 | 2 | 1,126 | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | 3 | 1,078 | 1 | 1,077 |
| | | | | | | | | | | | | 3 | 1,031 | 2 | 1,044 | 1 | 1,034 | 4 | 1,030 | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | 4 | 1,027 | 2 | 1,028 |
| | | | | | | | | | | | | | | 2 | 0,999 | 2 | 0,989 | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | 0,5 | 0,975 | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | 2 | 0,933 | 1 | 0,925 | | | | |

Примечание. Рентгенограммы обр. 1 и 2 получены для смеси киноварь + онофрит; линии этих минералов приведены отдельно. В скобках указаны β-линии.
 * Fe — изл.; 2R = 114; d — 0,6; обр. 1 — опыт 13, обр. 2 — опыт 1. ** Fe — изл.; 2R — 57,3; d — 0,4; обр. 3 — месторождение Кульджук.

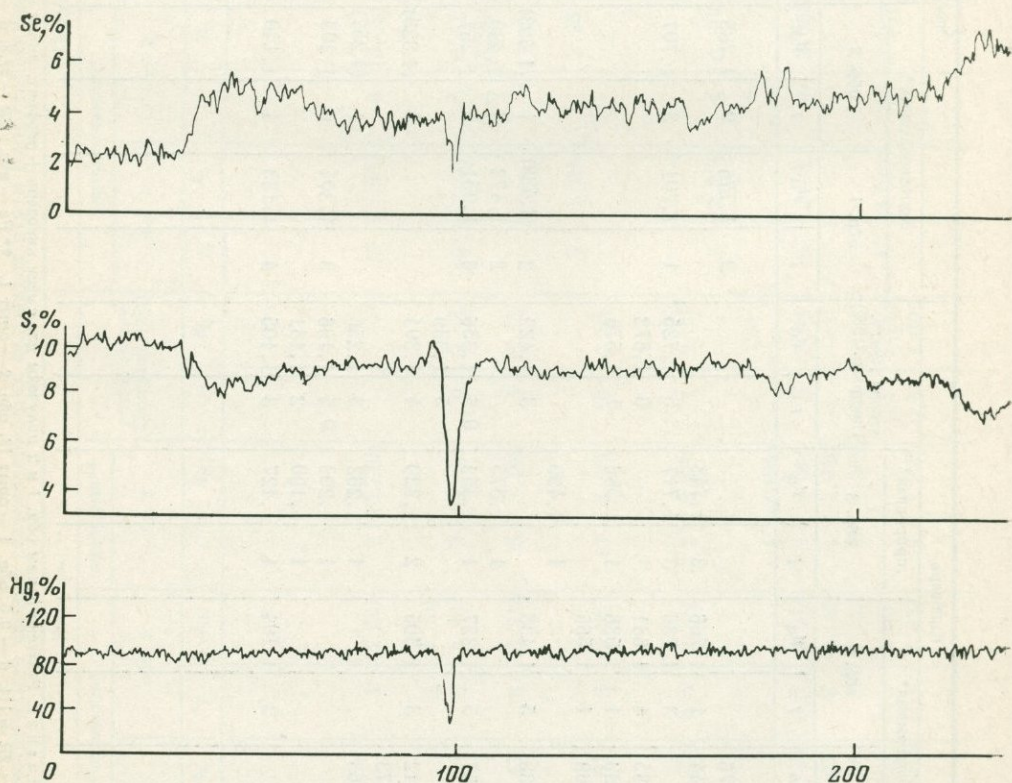
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЛЕНА В КРИСТАЛЛАХ СУЛЬФИДОВ РТУТИ

Распределение селена в синтезированных кристаллах и природных образцах сульфидов ртути изучалось на микроанализаторе фирмы «Камека». Анализ выполнен по характеристическому рентгеновскому излучению SeK_{α_1} , HgK_{α_1} (ускоряющее напряжение 25 кВ) и SK_{α_1} (15 кВ). В качестве эталонов использовались искусственный PbS и киноварь.

Синтезированные образцы

В проведенных опытах в одних случаях получена практически одна кубическая разновидность сульфида ртути (онофрит), в других — она образует сростания с киноварью (или оба эти минерала выделялись одновременно в обособленных зернах), в третьих — кристаллизовалась только киноварь (см. табл. 1). Эти минералы хорошо определяются оптическими методами: кубическая модификация изотропна, а киноварь анизотропна. При совместных сростаниях наличие этих минералов подтверждено и рентгенометрически (табл. 2).

Наиболее высокое валовое содержание Se — 12,4% — зафиксировано в онофрите из опыта 13, где он образует практически мономинеральные выделения при ничтожном выделении зерен киновари. В пределах отдельных зерен содержание Se обычно изменяется от 7,0 до 14,9% и находится в обратной зависимости от содержания S (табл. 3, фиг. 1). Реже отмечаются более высокие значения — 22,7—27,2%, приближающиеся к содержаниям, характерным для тиманнита. Это самые высокие концентрации в синтезированных нами образцах. Близкие значения от-



Фиг. 3. Распределение Se, S и Hg в синтезированных сульфидах ртути, содержащих 4% $\text{Se}_{\text{вал}}$. Опыт 1

мечены в онофрите из опыта 10: макс.— 23,4%. Следует указать, что при таком большом разбросе содержаний Se их вариации в пределах отдельных зерен невелики (см. табл. 3). Содержание Se в сосуществующей киновари из этих двух опытов измерить не удалось.

Совместное определение Se в онофрите и киновари наиболее детально выполнено для сростков из опыта 1. Здесь киноварь образует каймы и реликты разнообразной формы в различных частях зерен изотропной фазы (фиг. 2). Можно полагать, что в условиях опыта происходило замещение киновари онофритом: оно начиналось, как правило, с центральной части зерен, оставляя киноварь в виде реликтов и незамещенных кайм. Иногда замещение шло до конца с образованием полных псевдоморфоз онофрита по киновари: на фотографии (см. фиг. 2, а) хорошо видно шестигульное сечение, соответствующее поперечному сечению изометричных кристаллов киновари, образующихся в отсутствие Se в аналогичных условиях опытов, а в данном случае замещенных онофритом.

Содержание Se в онофрите составляет 5,3—8,4%, а в киновари — 1,2—7,7% (при $Se_{вал} = 4,2\%$). В отдельных зернах содержание Se в киновари обычно, за очень редким исключением, ниже, чем в онофрите (см. табл. 3). Запись распределения Se, S и Hg, произведенная для одного из зерен (его изображение приведено на фиг. 2, а), показала, что содержание Se хорошо коррелирует с содержанием S при практически неизменной концентрации Hg (фиг. 3). Понижение содержания Se на краях зерна связано с развитием здесь кайм киновари.

Другой тип совместных выделений киновари и онофрита — обособленные зерна этих двух минералов. Содержание Se при этом всегда выше в онофрите, чем в сосуществующей с ним киновари (опыты 4, 7, 9, 11). Распределение Se в этих двух фазах можно видеть на фиг. 4.

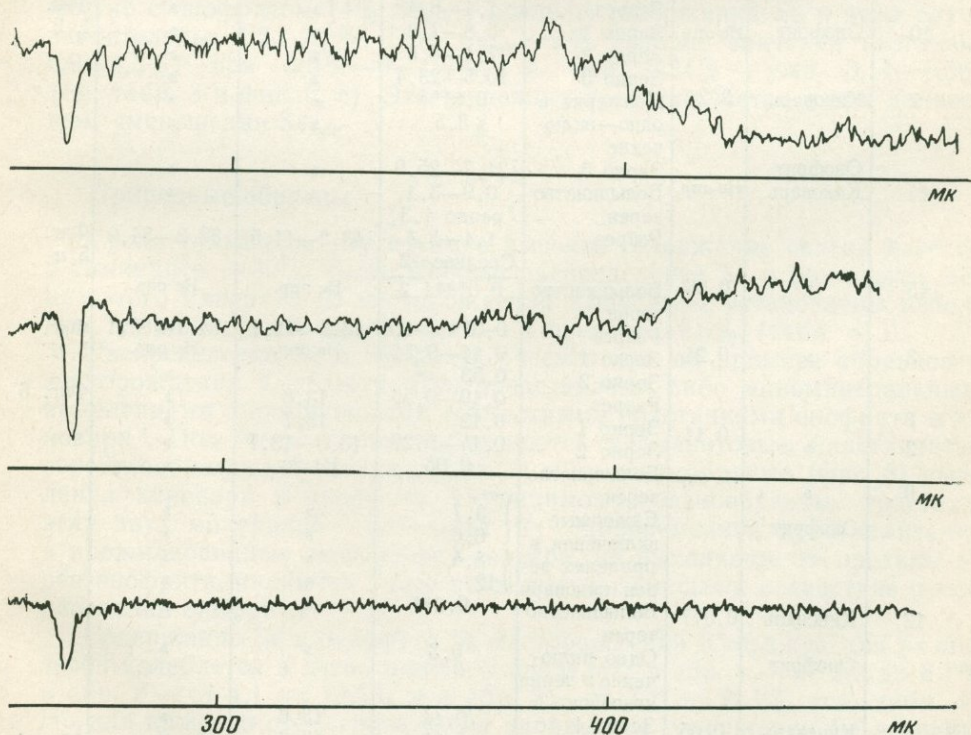


Таблица 3

Содержание Se, S и Hg в синтезированных образцах сульфидов ртути по данным рентгеноспектрального микроанализа (в %)

| Опыт | Минерал | Se _{вал} (химическое определе- ние), % | Участок микро- зондирования | Элементы | | | Иллю- страция |
|-------------|-----------------------|---|--|--|-----------|-----------|------------------|
| | | | | Se | S | Hg | |
| 13 (обр. 1) | Онофрит | 12,4 | 4 зерна | 8,0—14,9 | 10,2—6,8 | Не опр. | |
| | | | Отдельные зерна | 7,0—10,2 | Не опр. | » | |
| 13 (обр. 2) | » | | Разрез | 8,6—10,9 | 7,0—8,2 | 78,9—80,6 | Фиг. 1 |
| | | | Зерно 1 | 8,6—10,2 | Не опр. | Не опр. | |
| | | | Зерно 2 | 11,2 | » | » | |
| | | | Зерно 3 | 22,7—27,2 | » | » | |
| 1 | Онофрит + киноварь | 4,2 | Зерно 1 | 6,4—7,7* | » | » | |
| | | | | $\frac{1,2-6,4}{6,4-6,7}$ | » | » | |
| | | | Зерно 2 | $\frac{5,8-7,7}{7,3}$ | » | » | |
| | | | Зерно 3 | $\frac{3,0-3,7}{7,6}$ | » | » | |
| | | | Зерно 4 | $\frac{4,5-6,1}{6,4-6,7}$ | » | » | |
| | | | Зерно 5 | $\frac{4,5-5,5}{5,3}$ | » | » | |
| | | | Зерно 6 | $\frac{3,7-4,3}{6,7}$ | » | » | |
| | | | Зерно 7 | $\frac{2,1}{1,4-8,4}$ | » | » | |
| | | | Разрез | $\frac{6,8-7,6}{7,1-8,5}$ | » | » | |
| 10 | Онофрит | Не опр. | Зерно 1 | $\frac{10,5-23,4}{0,0^{**}}$ | » | » | |
| | | | Зерно 2 | 3,5 | » | » | |
| 7 | Киноварь | 3,24 | Два зерна, в одно-включе- ние | » | » | » | Фиг. 5, а |
| | | | Зерно 3 | 21,7—25,9 | » | » | |
| | | | Большинство зерен | $\frac{0,9-3,1}{редко 4,3}$ | » | » | |
| 14 | Онофрит Киноварь | Не опр. | Разрез | $\frac{1,1-3,4}{Среднее \sim 2}$ | 13,2—11,5 | 83,2—84,9 | |
| 15 | » | 0,90 | Большинство зерен | 0,0***1,2 | Не опр. | Не опр. | |
| 3 | » | 0,24 | Разрез | 0,0***—1,6 | 13,5—12,1 | 84,1—85,1 | Фиг. 5, б |
| | | | Зерно 1 | 0,11—0,34 | Не опр. | Не опр. | |
| | | | Зерно 2 | 0,53 | » | » | Фиг. 6 |
| | | | Разрез | 0,19—0,56 | 13,8 | » | |
| 2 | » | 0,11 | Зерно 1 | 0,12 | 13,7 | » | Фиг. 6 |
| | | | Зерно 2 | 0,14—0,20 | 13,6—13,7 | » | |
| 9 | » | Не опр. | Большинство зерен | 0,05 | Не опр. | » | |
| | Онофрит | | Единичные включения в пределах зе- рен киновари | $\left. \begin{array}{l} 3,7 \\ 6,6 \\ 8,4 \\ 12 \end{array} \right\}$ | » | » | |
| 12 | Киноварь | 0,077 | Большинство зерен | 0,0** | » | » | |
| | Онофрит | | Одно вклю- чение в зерне киновари | 0,3 | » | » | |
| 4 | Киноварь | 0,05 | Зерно 1 | 0,14 | 13,6 | » | Фиг. 4 |
| | | | Зерно 2 | 0,25 | 13,6 | » | |
| | Онофрит | | Редкие мел- кие зерна | 7,4 | 6,3 | » | |

Таблица 3 (окончание)

| Опыт | Минерал | Se _{вал} (химическое определение), % | Участок микроразделения | Элементы | | | Иллюстрация |
|--------|---------------|--|---------------------------------|-----------|---------|----|-------------|
| | | | | Se | S | Hg | |
| 11 | Киноварь | 0,043 | Большинство зерен | 0,0** | Не опр. | » | |
| | Онофрит | | Одно включение в зерне киновари | 10,2—16,6 | » | » | |
| 5 8 | Киноварь » | 0,035 | Зерно | 0,1 | 13,7 | » | |
| | | 0,032 | Большинство зерен | 0,0** | Не опр. | » | |
| 6 | » | 0,026 | Одно включение в зерне | 0,13 | | » | |
| | | | Зерно 1 | 0,0**** | 13,8 | » | |
| | | | Зерно 2 | 0,03 | 13,9 | » | |
| | | | Зерно 3 | 0,04 | 13,7 | » | |

* Числитель дроби—содержание Se в онофрите, знаменатель—в киновари.

** Чувствительность определения Se—0,1%.

*** Чувствительность определения Se—0,06%.

**** Чувствительность определения Se—0,03%.

Примечание. Образцы в таблицах расположены в порядке уменьшения содержания в них Se.

В самой киновари распределение Se подчиняется некоторой тенденции: чем выше валовое содержание селена, тем больше неравномерность его распределения в пределах отдельных зерен. Самое высокое содержание Se в киновари наблюдалось в опыте, где она образовалась совместно с онофритом (4% Se_{вал}); пределы содержаний Se в этом случае значительны: 1,2—7,7%. При Se_{вал} ~ 2% разброс значений составляет 0,9—4,3%, при 0,9% — 0—1,6%, а при 0,24% — уже 0,11—0,56% (см. табл. 3 и фиг. 5, 6). Эта тенденция прослеживается и при дальнейшем уменьшении Se_{вал}.

Природные образцы

Среди сульфидов ртути самое высокое содержание селена известно в тиманните ~ 30%. Было изучено распределение Se в нескольких зернах этого минерала из месторождения Клаусталь; установлены небольшие вариации в его содержании — в пределах 2,6% (табл. 4).

Распределение Se в онофрите рассмотрено на примере образцов из месторождения Кульджук. Они представлены либо мономинеральными выделениями либо сложными совместными сростаниями онофрита и киновари¹. Под микроскопом наблюдаются мирмекитовые, пластинчатые, веретенообразные сростания (фиг. 7) и прожилковидные (фиг. 8) выделения киновари в онофрите. По-видимому, разнообразные сростания этих двух минералов — результат их одновременной кристаллизации, а прожилковидные выделения киновари, не выходящие за пределы зерен онофрита, являются более поздними, возникшими вследствие преобразования онофрита.

Содержание Se в онофрите из месторождения Кульджук для разных зерен колеблется в очень широких пределах: в обр. 1 — от 2,2 до 8,1%, в обр. 2 — от 4,1 до 13,5% и в обр. 3 — от 7,7 до 21,2% (см. табл. 4). Но для каждого отдельного зерна вариации в содержании Se невелики (обычно ~ 1—3%). На фиг. 9 показано два типа распределения Se в зернах онофрита: а) с неравномерным (6,6—8,1%), постепенно меняю-

¹ Присутствие онофрита и киновари подтверждено рентгенометрически (см. табл. 2).

Таблица 4. Содержание Se, S и Hg в природных образцах сульфидов ртути по данным рентгеноспектрального микроанализа (в %)

| Месторождение | Минерал | Se _{вал} (химическое определение), % | Участок микрозондирования | Элементы | | | | Иллюстрация |
|-------------------|----------|---|---|-------------|------------|---------|---------|----------------------------|
| | | | | Se | S | Hg | Zn | |
| Кульджук, обр. 1 | Онофрит | 5,6—5,89 (четыре определения) | Зерно 1 | Среднее 2,2 | 13,0 | 80,0 | 2,0 | } Фиг. 7, 10 |
| | | | Зерно 2 | Среднее 3,0 | He опр. | He опр. | He опр. | |
| | Зерно 3 | | Среднее 4,3 | » | » | » | | |
| | Зерно 4 | | Среднее 5,2 | » | » | » | | |
| | Зерно 5 | | Среднее 7,4 | » | » | » | | |
| | Зерно 6 | | Среднее 8,0 | » | » | » | | |
| | Зерно 7 | | Среднее 8,1 | 9,9 | 82,9 | 0,2—0,7 | | |
| | Зерно 8 | | Среднее 4,6 | 10,7 | 80,7 | 2,0 | | |
| | Киноварь | — | Пластинчатые выделения в зерне 8 | Среднее 5,5 | 11,0 | 82,8 | 0,05 | |
| » обр. 2 | Онофрит | 6,90—8,69 (пять определений) | Зерно 1 | Среднее 4,1 | 11,0 | 79,0 | 0,9 | } Фиг. 8, 11 |
| | | | Зерно 2 | Среднее 7,7 | He опр. | He опр. | He опр. | |
| | Зерно 3 | | Среднее 13,5 | 6,9 | 78,6 | 1,3 | | |
| | Зерно 4 | | Среднее 5,5 | 11,3 | 80,7 | 1,2 | | |
| | Киноварь | — | Прожилковидные выделения, с каймой самородной ртути в зерне 4 | 4,1—9,4 | 14—5,9 | 81,3 | 0—0,05 | |
| | | | | 0,1 | — | 100 | 0,3 | |
| » обр. 3 | Онофрит | He опр. | Зерно 1 | 7,7—10,9 | 10,8—8,2 | He опр. | He опр. | } |
| | | | Зерно 2 | 9,4—14,8 | 9,1—5,2 | » | » | |
| | | | Зерно 3 | 14,2—16,4 | сред. 5,7 | » | » | |
| | | | Зерно 4 | 15,8—17,0 | 5,3—4,8 | » | » | |
| | | | Зерно 5 | 16,3—16,5 | 5,4—5,2 | » | » | |
| | | | Зерно 6 | 17,0—18,0 | 4,9—4,3 | » | » | |
| | | | Зерно 7 | 18,2—21,2 | 4,2—3,7 | » | » | |
| | | | | | Среднее 15 | | | |
| Клаусталь | Тиманнит | — | Зерно 1 | 28,9 | — | } 68,9 | » | |
| | | | Зерно 2 | 31,5 | — | | » | |
| Карасу, обр. 1 | Киноварь | 1,48 | Зерно 1 | 0,55—2,65 | 13,6—12,4 | He опр. | » | } Фиг. 12, а Фиг. 12, б |
| | | | Зерно 2 | 2,1 | 12,8 | » | » | |
| » обр. 2 | » | 0,52 | Несколько зерен | 0,36—0,43 | 13,7—12,6 | » | » | |
| Вулкан Менделеева | » | 0,55 | То же | 0,1—0,5 | He опр. | » | 0,04 | } Фиг. 13 |
| | | | Одно зерно | 0,1—2 | » | » | He опр. | |
| Хайдаркан | » | 0,26 | Несколько зерен | 0,11—0,22 | 13,5 | » | » | |

Таблица 5

Параметры кристаллической решетки сульфидов ртути с различным содержанием селена, Å

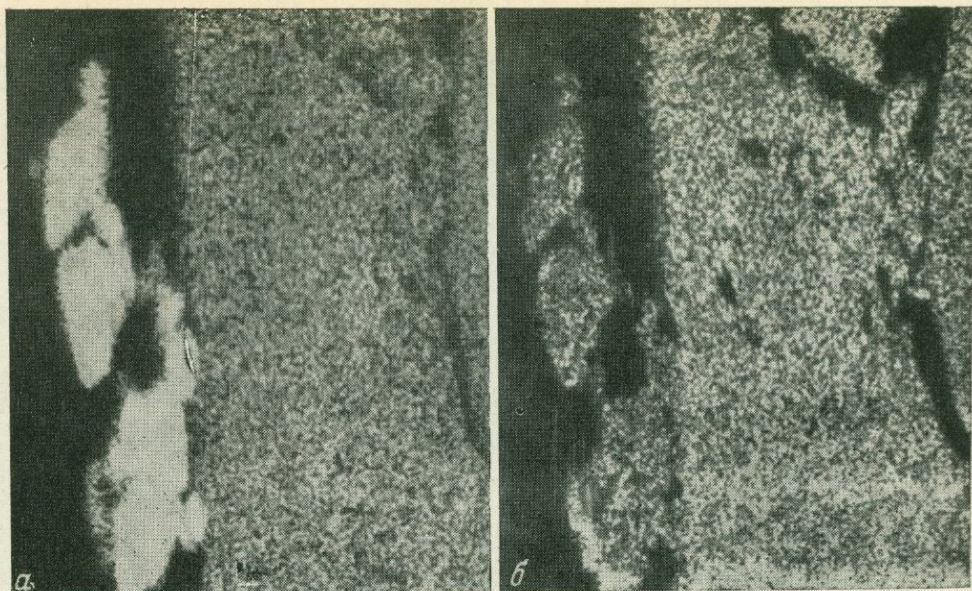
| Месторождение, литературный источник, эксперимент | Se _{вал.} % | a_0 | c_0 |
|---|----------------------|-------------|-------------|
| <i>Кубическая сингония</i> | | | |
| Swanson, Fuyat, Ugrinic, 1955 | — | 5,8517 | |
| Опыт 1 | 5,3—8,4 | 5,888±0,001 | |
| Васильев, Лаврентьев, 1968 | 7,5 | 5,902±0,002 | |
| Опыт 3 | 12,4 | 5,92±0,01 | |
| Earley, 1950 | ~30 | 6,084 | |
| Оболончик, 1972 | 28,24 | 6,08 | |
| Там же | 28,24 | 6,07±0,006 | |
| <i>Тригональная сингония</i> | | | |
| Aurivillius, 1950 | — | 4,146 | 9,497 |
| Swanson, Fuyat, Ugrinic, 1955 | — | 4,149 | 9,495 |
| Месторождение Никитовское | <0,0002 | 4,149±0,001 | 9,48±0,02 |
| Опыт 6 | 0,026 | 4,148±0,005 | 9,49±0,02 |
| » 4 | 0,05 | 4,148±0,005 | 9,48±0,05 |
| » 3 | 0,24 | 4,148±0,005 | 9,48±0,05 |
| Месторождение Чаувай | 0,24 | 4,150±0,001 | 9,496±0,005 |
| Вулкан Менделеева | 0,55 | 4,147±0,001 | 9,50±0,02 |
| Опыт 1 | 1,2—7,7 | 4,174±0,005 | 9,52±0,01 |

щимся и б) с довольно однородным (4,9—5,4%) содержанием Se. Во всех измеренных точках содержания Se и S хорошо коррелируют между собой. Однако отсутствие удовлетворительной суммы в анализах Hg, S и Se по ряду зерен онофрита (менее 100%) заставило предпринять некоторые дополнительные исследования с целью выявления примесей. Во всех измеренных зернах был установлен Zn с переменным содержанием — от 0,2 до 2%, а такие возможные примеси, как Cd, Fe, Mn, Pb, Sb и Te, не были обнаружены.

Распределение Se изучено также в пластинчатых и прожилковидных выделениях киновари в этом онофрите. Пластинчатые выделения киновари, судя по единичным определениям, не отличаются по содержанию Se от онофрита: так, в одном из сростков содержание Se в киновари равно 5,5, а в онофрите — 4,6%. Но эти минералы существенно различаются по содержанию Zn: в пластинчатых выделениях киновари оно составляет лишь 0,05%, а в онофрите в основном 1—2%; при этом содержания Hg и Zn в общем коррелируют между собой (см. табл. 4, фиг. 10).

Прожилковидные выделения киновари в онофрите в разных участках содержат весьма неравномерные количества Se (от 4,1 до 9,4%) при более высоком содержании его в поле онофрита (4,1—13,5%). Содержание Zn в киновари так же, как и в предыдущем случае, низкое и не превышает 0,05%, а в онофрите составляет около 1% (фиг. 11, а). Интересно отметить, что прожилковидные образования киновари оторочены по зальбандам тонкой полоской металлической ртути, отчетливо фиксируемой на фотографиях скарирования в рентгеновском излучении селена и серы по отсутствию этих элементов (см. фиг. 11, б, в).

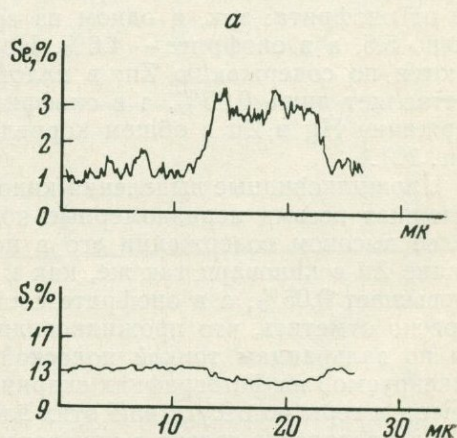
Распределение селена в киновари рассмотрено также на примере образцов из месторождения Карасу, вулкана Менделеева и Хайдарканского месторождения (см. табл. 4). Сопоставление данных, полученных



для этих образцов, а также для образцов из месторождения Кульджук, отчетливо указывает, что с уменьшением $Se_{вал}$ его распределение в кристаллах становится более равномерным. Выше было показано, что в богатой селеном киновари из месторождения Кульджук пределы содержаний Se значительны: 4,1—9,4%. На месторождении Карасу при более низком общем содержании Se—1,48%—наблюдаются кристаллы как с неравномерным (0,55—2,65%), так и с равномерным (2%) его распределением (фиг. 12). При $Se_{вал}$ 0,52% вариации содержаний Se в зернах киновари из этого же месторождения находятся лишь в пределах десятой доли процента. На сольфатарном поле вулкана Менделеева при общем содержании Se в киновари 0,55% пределы его содержаний в отдельных кристаллах также небольшие: в основном 0,1—0,5%, и только в одном зерне его обнаружено до 2% (фиг. 13). При еще более низкой концентрации Se в кристалле из Хайдарканского месторождения (0,26%) вариации его содержаний составляют десятую долю процента.

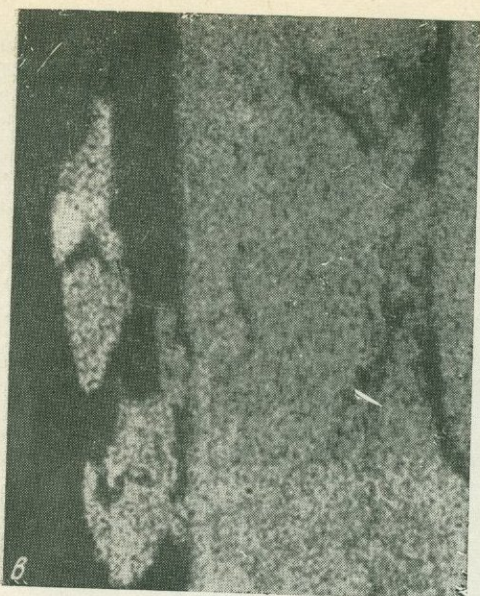
Фиг. 5. Распределение Se и S в синтезированной киновари, содержащей

а — 2% Se (опыт 14);
б — 0,9% Se (опыт 15)



Фиг. 4. Участок скарнирования синтезированных сульфидов ртути с содержанием Se 0,25% в киновари и 7,4% в онофрите в рентгеновском излучении

a — селена; *b* — серы и *в* — ртути; размер кадров 200×200 мк. Опыт 4

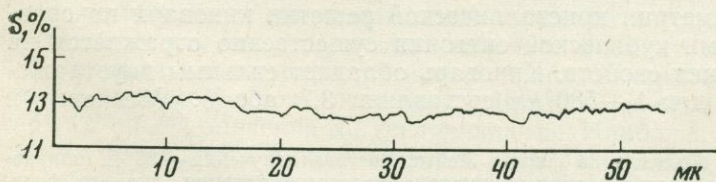
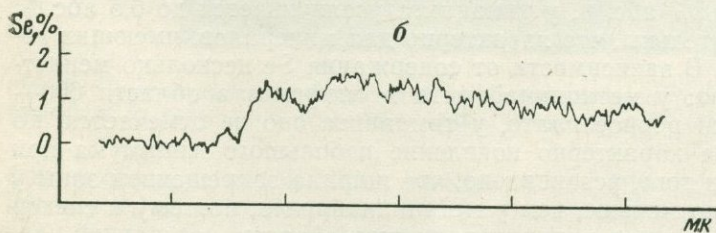


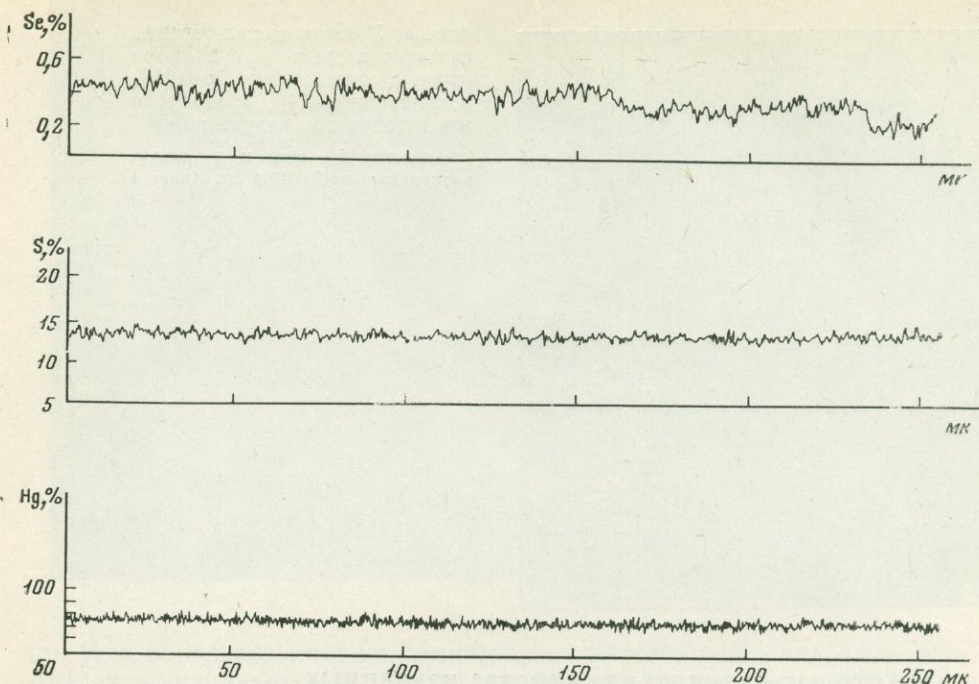
НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ИЗУЧЕННЫХ СУЛЬФИДОВ РТУТИ

Изучена зависимость некоторых физических свойств синтезированных и природных сульфидов ртути от содержания в них селена. Были определены параметры кристаллической решетки, исследована отражательная способность и измерена микротвердость и результаты этих исследований сопоставлены с данными для эталонных или беспримесных образцов.

Параметры решетки синтезированных образцов онофрита соответствуют известным данным по параметрам решетки для минералов кубической сингонии ряда метациннабарит — тиманнит (табл. 5).

Параметры решетки киновари (тригональная сингония) с различным содержанием Se — от почти беспримесной до содержащей десятые доли процента — не имеют заметных отклонений от эталонной, и только в образце с содержанием Se 1,2—7,7% наблюдается изменение параметров решетки, особенно отчетливо по a_0 (табл. 5).





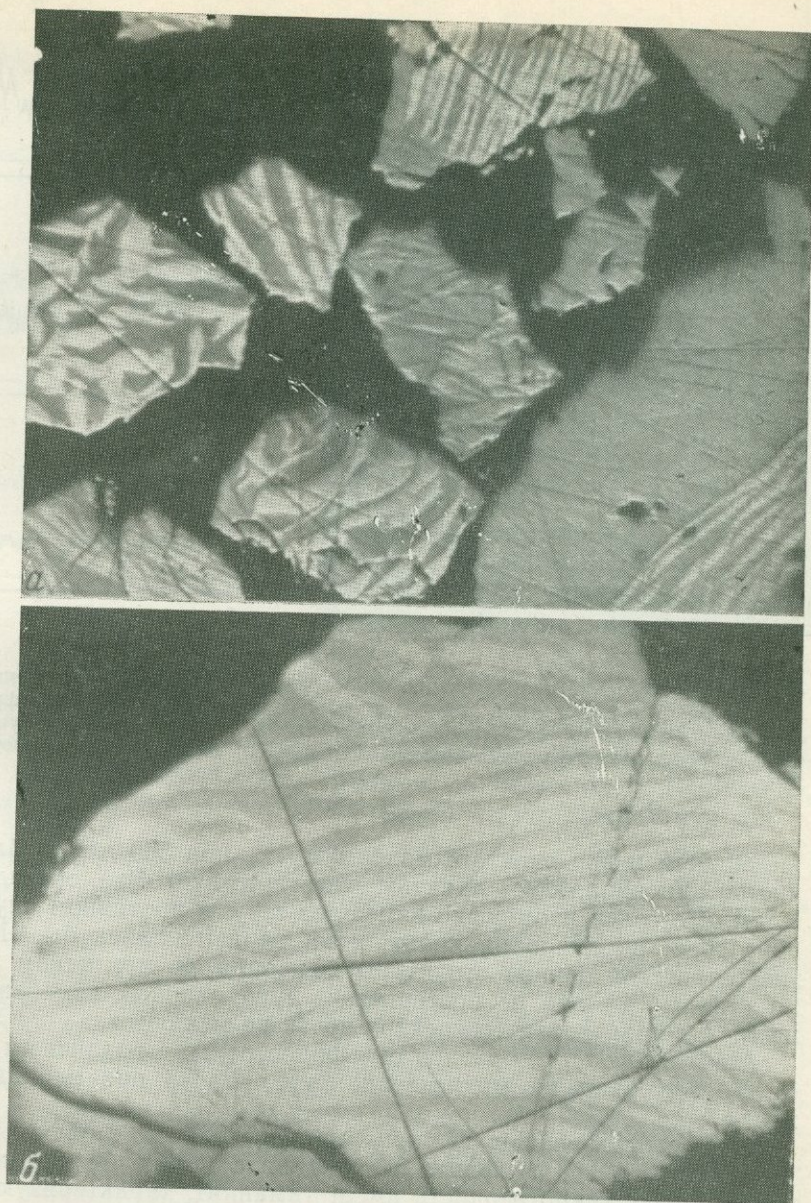
Фиг. 6. Распределение Se, S и Hg в синтезированной киновари, содержащей 0,24% Se. Опыт 3

Сопоставление дебаеграмм изученных нами образцов с аналогичными данными, опубликованными для недавно открытой гексагональной модификации сульфида ртути — γ -HgS (Миколайчук, Дутчак, 1965) показало, что в наших образцах она отсутствует.

Спектры отражения исследовались на установке «ПИОР»¹. Значения коэффициентов отражения (R) приведены в табл. 6, спектры отражения показаны на фиг. 14. У минералов кубической сингонии значения R закономерно увеличиваются по мере повышения содержания Se: у метациннабарита коэффициент отражения при длине волны (λ) 580 нм — R_{580} — равен 24,2, у онофрита — 25,6, у тиманнита — 31,5%. Точно так же возрастает и коэффициент дисперсии (F), характеризующий крутизну спектра и равный разнице между R_{680} и R_{480} ; у метациннабарита он составляет 1,7 абс.%, у тиманнита увеличивается до 6,5 абс.%. Величины F отрицательны, что характерно для минералов, имеющих голубоватые оттенки. В зависимости от содержания Se несколько меняется и форма спектра: у метациннабарита и онофрита в области 600—740 нм наблюдается ровное плато, у тиманнита оно не отмечается, но для этого минерала характерно появление небольшого минимума при 680—720 нм. Кроме того, установлено, что ширина запрещенной зоны у тиманнита несколько меньше, чем у метациннабарита, поэтому и спектр отражения как бы сдвинут в длинноволновую область.

Понижение симметрии кристаллической решетки киновари по сравнению с минералами кубической сингонии существенно отражается на изменении оптических свойств. Киноварь обладает сильным двуотражением. Величина R для λ —580 нм составляет 3,7 абс.%. Меняется и

¹ Условия измерения: объектив 3в фирмы Лейтц, частота излучения — 30 А, направление колебаний поляризатора перпендикулярно плоскости падения, диаметр фотометрируемого участка — 10 мк, диаметр освещаемого участка — 20 мк, точность измерений $\pm 2\%$ отн.



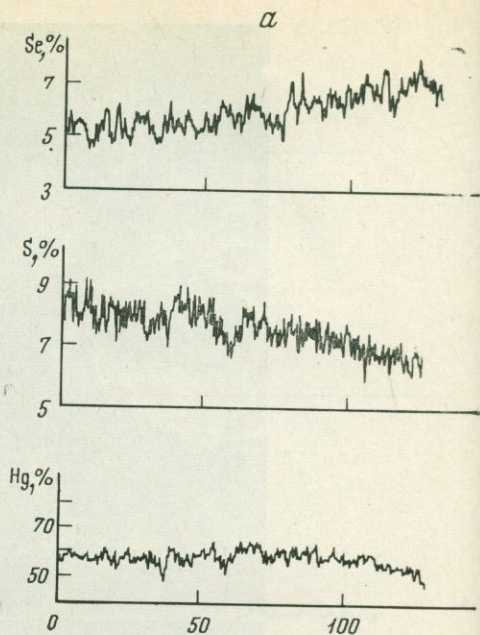
Фиг. 7. Пластинчатые и мирмекитовые сростания киновари (светло-серое) и онофрита (серое) из месторождения Кульджук; полир. шлифы, увел. 90 (а); деталь, увел. 320 (б)

форма спектра: наблюдается максимум при 500—520 нм для значения R_g ; для R_m он не отмечается, т. е. в области коротких длин волн у киновари появляется дисперсия двуотражения.

Величины R_m у синтезированной киновари с содержанием Se 0,2% почти такие же, как у природной киновари с Никитовского месторождения, которая характеризуется чрезвычайно низкими содержаниями элементов-примесей, в том числе $Se < 1 \cdot 10^{-4}\%$. При содержании Se в киновари 1,2—7,7% значения R_m увеличиваются. Наиболее отчетливо эта тенденция проявляется в красной части спектра (в синей части измеренные значения R_m , вероятно, занижены из-за влияния полировки). Значения R_m у селенсодержащей киновари при 740 нм на 1,0% выше, чем у беспримесной (при максимальной ошибке измерения 0,5 абс. %). Несколько



Фиг. 8. Прожилковидные образования киновари (светло-серое) с самородной ртутью (темно-серое) по зальбандам прожилков в онофрите из месторождения Кульджук (полир. шлиф, увел. 320)



Фиг. 9. Распределение Se, S и Hg в двух зернах онофрита из месторождения Кульджук с неоднородным (а) и с однородным (б) распределением Se

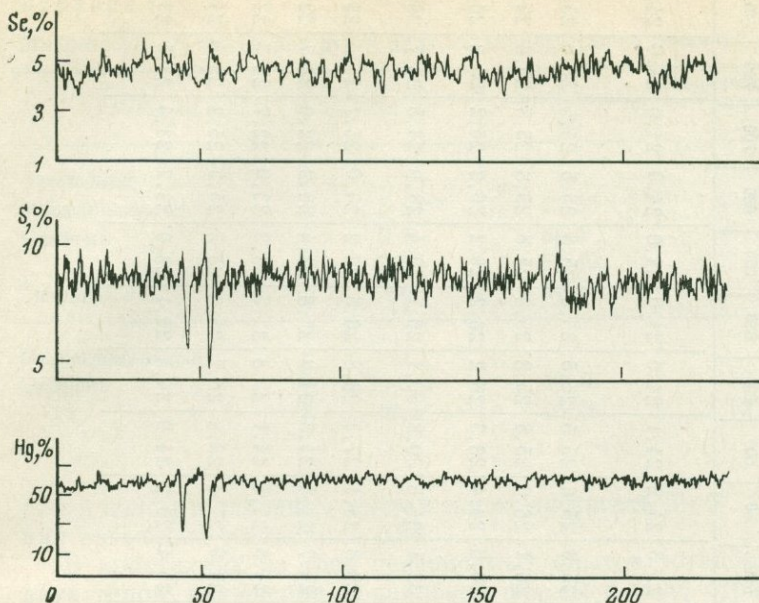
изменяется и вид спектра: максимум R^1_g при 500 нм, наблюдаемый у чистой киновари, здесь практически отсутствует. Это, очевидно, связано с тем, что селен изоморфно замещает серу; в противном случае оптические свойства киновари практически не изменились бы. Что касается энергетической зонной структуры минерала, то при таком содержании Se (1,2—7,7%) она не претерпевает существенных изменений: величина R_m и общий характер спектра почти не меняются.

Микротвердость образцов сульфидов ртути с различным содержанием Se измеряли на микротвердомере ПМТ-3 при одинаковых условиях¹.

При сопоставлении величин микротвердости природных образцов метациннабарита, онофрита и тиманнита (табл. 7) установлено, что наименьшую микротвердость имеет тиманнит, характеризующийся максимальным содержанием Se (~30%), а наибольшую — метациннабарит, в котором Se отсутствует. Для онофрита типичны промежуточные величины. В синтезированных образцах онофрита с различным содержанием Se эта тенденция проявлена менее отчетливо. Из этих данных следует, что с увеличением содержания Se в ряду минералов метациннабарит — тиманнит величина микротвердости уменьшается.

Измерение микротвердости киновари с различным содержанием Se дало большой разброс значений — от 43 до 142 кг/мм (фиг. 15). Малые размеры и отсутствие хорошо ограненных кристаллов не позволили нам произвести измерение микротвердости в зависимости от содержаний Se с учетом кристаллографической ориентировки зерен. Кристаллографическая ориентировка, судя по данным А. П. Большакова (1964) и В. И. Зу-

¹ Прибор тарирован по NaCl, $P=5Г$, $H_{NaCl}=21$ кг/мм², нагрузка для всех образцов — 20 Г, время опускания и время вдавливания алмазной пирамидки — 10 сек.



бова (1967), весьма существенно влияет на анизотропию твердости киновари. Проведенные ранее исследования кристаллов селенсодержащей киновари с идентифицированными гранями (Финкельштейн, Николаева, 1969) указывают на уменьшение микротвердости при увеличении содержания в ней селена.

Такая же тенденция намечается и в наших образцах. Значение микротвердости природной киновари, образующей пластинчатые выделения близкой ориентировки (об этом свидетельствует их одновременное погасание в скрещенных николях) и содержащей 5,5% Se, равно $73,3 \text{ кг/мм}^2$, а в другом образце, где, судя по форме отпечатка, сечения аналогичны, а содержание селена 0,2%, микротвердость выше: средняя величина $88,87 \text{ кг/мм}^2$. Сделать более определенные выводы на основе наших данных не представляется возможным.

Интересно отметить также увеличение интенсивности окраски киновари с возрастанием содержания в ней Se как в синтезированных образцах (данные Б. Ф. Биленького), так и в природных (Финкельштейн, Николаева, 1969).

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОМЕТРИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ СИНТЕЗИРОВАННЫХ КРИСТАЛЛОВ КИНОВАРИ

Термометрическое изучение газово-жидких включений проводили методом гомогенизации¹. Включения, подходящие для такого рода исследования, наблюдались только в кристаллах, выращенных в растворе соляной кислоты: киноварь, перекристаллизованная в растворе Na_2S , представлена малопрозрачными мелкозернистыми агрегатами, в которых такие включения не просматриваются. Были изучены кристаллы, полученные в экспериментах при температуре кристаллизации 200° и температурном перепаде 50° . Отклонения температуры от задаваемых параметров в течение суток составляли $\pm 3^\circ$ за счет колебаний напряжения в электросети. С учетом точности измерительной аппаратуры отклоне-

¹ Температуры гомогенизации определяли по методике, описанной ранее (Пашков, и др., 1968). Точность замеров $\pm 1\%$.

Таблица 6

Коэффициенты отражения (R) сульфидов ртути с различным содержанием Se в диапазоне 440—740 н.м (в %)

| Минерал | Месторождение, эксперимент | Содержание Se вал. % | R | λ , н.м | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------------|----------------------------|----------------------|---------|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | | | | 440 | 460 | 480 | 500 | 520 | 540 | 560 | 580 | 600 | 620 | 640 | 660 | 680 | 700 | 720 | 740 | |
| Метациннабарит | Вышковское рудное поле | 0,0016 | R_m | 27 | 26,2 | 25,7 | 25,1 | 24,7 | 24,4 | 24,3 | 24,2 | 24,1 | 24,0 | 24,0 | 24,0 | 24,0 | 24,0 | 24,0 | 24,0 | |
| Онофрит | Кульджук | ~7 | R_m | 28,3 | 27,7 | 27,2 | 26,7 | 26,2 | 25,9 | 25,8 | 25,6 | 25,5 | 25,5 | 25,5 | 25,5 | 25,5 | 25,5 | 25,5 | 25,6 | 25,6 |
| » | Опыт 1 | 5,3—8,4 | R_m | 29,2 | 23,4 | 27,8 | 27,2 | 26,8 | 26,4 | 26,1 | 26,0 | 25,8 | 25,8 | 25,8 | 25,8 | 25,8 | 25,8 | 25,8 | 25,8 | 25,9 |
| » | » 13 | ~12 | R_m | 31,0 | 29,6 | 28,7 | 28,0 | 27,2 | 26,9 | 26,6 | 26,4 | 26,3 | 26,2 | 26,2 | 26,2 | 26,2 | 26,2 | 26,2 | 26,2 | 26,1 |
| Тиманнит | Клаусталь | ~30 | R_m | 36,8 | 36,3 | 35,4 | 34,3 | 33,9 | 33,0 | 32,1 | 31,5 | 30,8 | 30,1 | 29,7 | 29,4 | 28,9 | 28,5 | 28,7 | 29,2 | |
| Киноварь | Никитовское | <0,0002 | R_g | 31,4 | 30,5 | 30,3 | 30,3 | 29,9 | 29,3 | 23,8 | 28,1 | 27,3 | 26,8 | 26,6 | 26,2 | 26,0 | 25,7 | 25,5 | 25,3 | |
| | | | R_m | 29,1 | 27,8 | 26,7 | 26,0 | 25,6 | 24,9 | 24,7 | 24,4 | 24,3 | 24,2 | 23,8 | 23,4 | 23,2 | 22,9 | 22,7 | 22,5 | |
| » | Опыт 17 | 0,19 | R_m | 23,7 | 27,4 | 26,3 | 25,8 | 25,4 | 25,1 | 24,8 | 24,5 | 24,1 | 23,8 | 23,5 | 23,3 | 23,0 | 22,7 | 22,5 | 22,4 | |
| » | » 1 | 1,2—7,7 | R_g^1 | 30,3 | 30,0 | 29,5 | 29,3 | 29,1 | 28,6 | 28,0 | 27,4 | 26,8 | 26,2 | 25,9 | 25,5 | 25,3 | 25,2 | 25,0 | 24,9 | |
| | | | R_m | 28,6 | 27,7 | 27,1 | 26,5 | 26,1 | 25,8 | 25,4 | 25,2 | 24,9 | 24,5 | 24,1 | 23,9 | 23,7 | 23,6 | 23,5 | 23,5 | |

Таблица 7

Микротвердость сульфидов ртути ряда метациннабарит — тиманнит (в кг/мм^2)

| Минералы | Se, % | Микротвердость | | |
|------------------------|---------------------|----------------|-------|---------|
| | | от | до | среднее |
| <i>Природные</i> | | | | |
| Метациннабарит | $< 2 \cdot 10^{-3}$ | 77,35 | 86,71 | 83,06 |
| Онофрит | 5,7 | 61,4 | 86,71 | 75,03 |
| » | 7,5 | 57,10 | 77,35 | 65,05 |
| Тиманнит | 30 | 41,8 | 66,68 | 53,3 |
| <i>Синтезированные</i> | | | | |
| Онофрит | 5,3—8,4 | 49,75 | 50,8 | 50,10 |
| » | 12,4 | 46,06 | 52,0 | 49,04 |

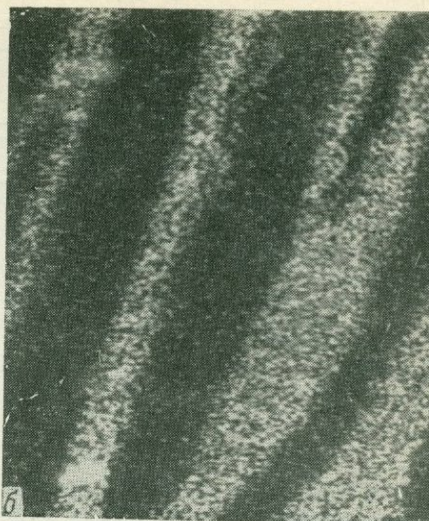
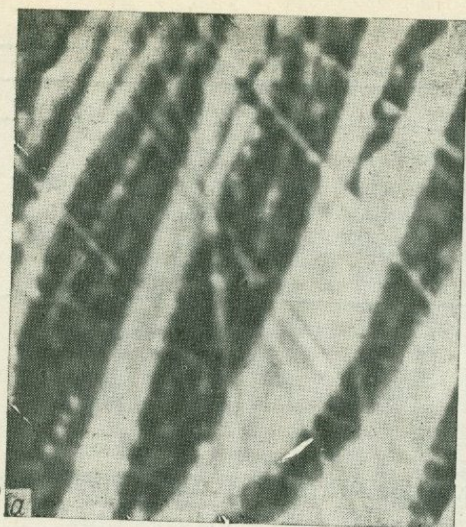
ния в целом в условиях опытов могли достигать 5—6°. Степень заполнения автоклава составляла 0,84.

В кристаллах из трех независимых опытов установлены включения двух типов: включения правильной формы в виде отрицательного кристалла размером 10 мк и включения неправильной формы размером до 30—40 мк (фиг. 16). Гомогенизация включений происходит в широком интервале температур: от 120 до 198°, а в отдельных случаях выше 200° С. Наиболее низкие температуры гомогенизации 120—170° С характерны, как правило, для включений неправильной формы (фиг. 16, б). Для них же отмечены и аномально высокие температуры — более 200° С. Включения правильной формы гомогенизируются в интервале температур 175—198° (фиг. 16, а, в, г); они имеют степень заполнения более высокую (0,88—0,90), чем в автоклаве. Указанные различия в морфологии включений и температуре их гомогенизации свидетельствуют о нестабильном характере процесса кристаллизации.

Согласно имеющимся экспериментальным данным (Самойлович, 1969), гомогенизация шестимольного раствора HCl при коэффициенте заполнения автоклава 0,84 должна происходить при 250° (фиг. 17). Повышение концентрации раствора за счет растворения киновари приводит к увеличению температуры гомогенизации. Однако присутствие в системе летучего компонента — H_2S — сдвигает температуру гомогенизации в сторону более низких значений по сравнению с температурой гомогенизации водно-солевой системы с нелетучим компонентом. Поэтому наблюдаемые температуры гомогенизации включений правильной формы имеют несколько меньшие значения, чем следует из соответствующей P — V — T диаграммы.

В гетерогенных условиях газовая фаза могла обособиться в основном в верхней части автоклава, выше участка отложения киновари. В этом случае рост кристаллов происходил из жидкой фазы, плотность которой была несколько выше, чем в системе во время гомогенизации в автоклаве, что подтверждается более высокой степенью заполнения реальных включений, имеющих форму отрицательного кристалла.

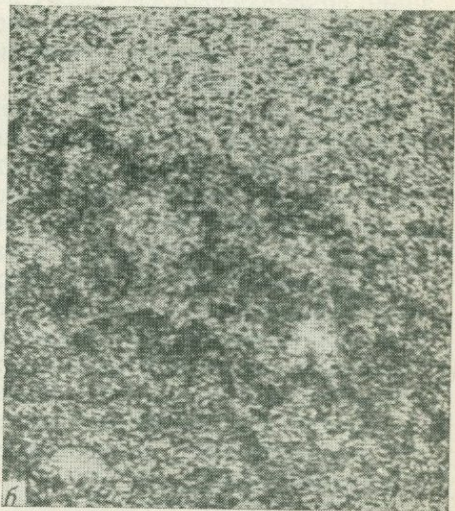
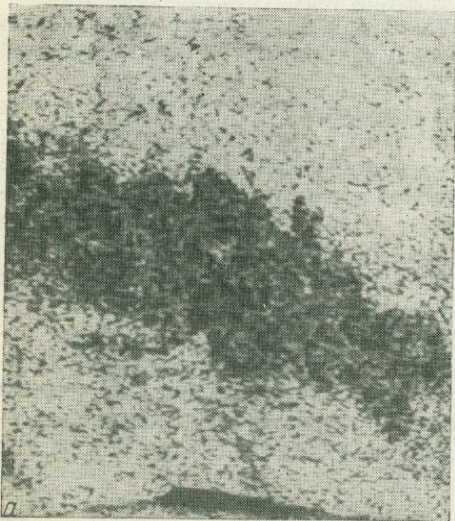
Образование включений неправильной формы с еще более высокой степенью заполнения и соответственно с аномально низкими температурами гомогенизации происходило, скорее всего, в процессе введения автоклава в режим (24 часа) из жидкой фазы, имеющей высокую плотность. Это подтверждается сравнительно небольшим количеством таких включений, а также их неправильной формой, свидетельствующей о весьма неравновесных, меняющихся условиях процесса кристаллизации (Леммлейн, 1960).

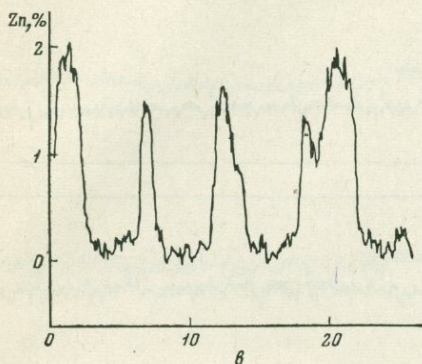
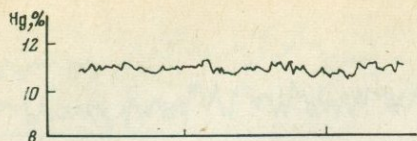


Кроме того, различие температур в разных участках автоклава должно привести к вскипанию раствора в зоне, соответствующей температуре гомогенизации раствора данной плотности, и обеспечить диффузию газовых пузырьков в смежных зонах, в том числе и в зоне отложения киновари, где температура ниже температуры гомогенизации раствора. Мелкие газовые пузырьки могли прилипать к растущим кристалликам киновари и консервироваться в виде газовой-жидких включений вместе с жидкой фазой.

Добавление какого-то объема газа снижает плотность включения и соответственно увеличивает температуру его гомогенизации. По-видимому, таким образом образовались неправильные включения с температурой гомогенизации выше 200° . Эти включения, как правило, приурочены к «залеченным» трещинам, которые могли служить ловушкой для диффундирующих газовых пузырьков.

Нестабильность условий кристаллизации, безусловно, должна была сказываться на изменении скоростей роста отдельных граней кристаллов киновари и на коэффициенте захвата примесного селена; причем





Фиг. 10. Участок скарнирования онофрита с пластинчатыми выделениями киновари из месторождения Кульджук

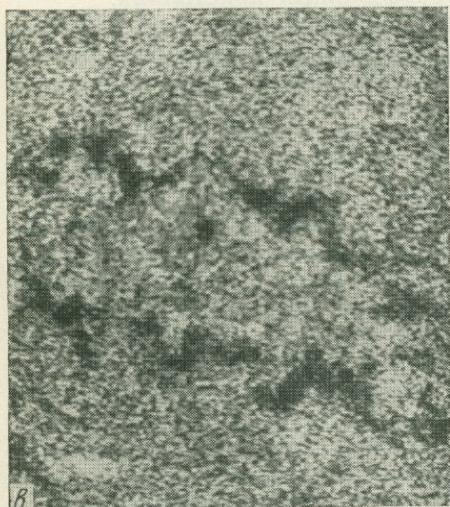
a — в токе поглощенных электронов (светлое — онофрит, темное — киноварь); *б* — в рентгеновском излучении цинка (размер кадров 40×40 мк); *в* — распределение Zn и Hg по одному из зерен

последнее должно проявляться тем сильнее, чем выше концентрация селена в растворе. Это, по-видимому, и является основной причиной неравномерного распределения селена в сульфидах ртути.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

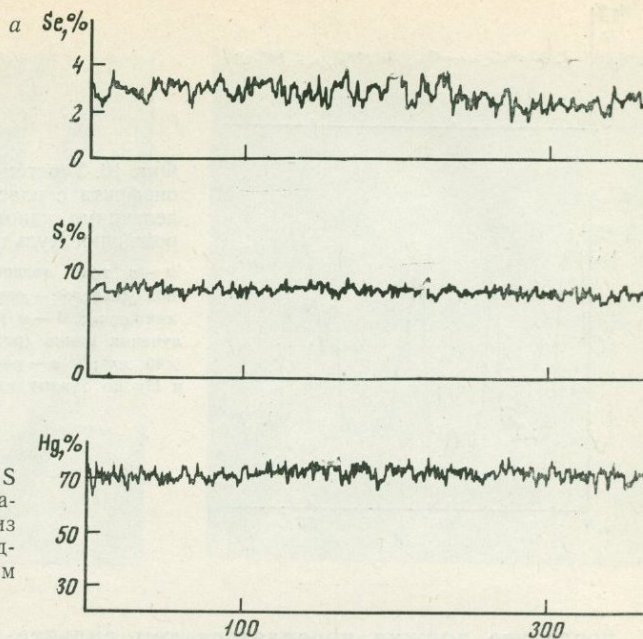
Проведенные опыты позволяют оценить влияние температуры кристаллизации, состава раствора и концентрации Se в растворе на образование сульфидов ртути с различным содержанием этого элемента.

Наиболее существенно *влияние температуры*. Только при температуре кристаллизации 150° образуются кристаллы онофрита с содержаниями Se, приближающимися к таковым в тиманните (23—27%), в то время как при температуре 200° его содержание в онофрите не превышает 8,4%. При этом содержания Se в сосуществующей киновари находятся в обратной зависимости: чем более высокие концентрации его встречаются в онофрите, тем ниже они в киновари.



Фиг. 11. Участок скарнирования (размер кадров 90×90 мк) прожилковидного выделения киновари в онофрите из месторождения Кульджук в рентгеновском излучении

a — цинка; *б* — селена; *в* — серы



Фиг. 12. Распределение Se, S и Hg по двум зернам киновари, содержащей 1,48% Se из месторождения Карасу с неоднородным (а) и с однородным (б) распределением Se

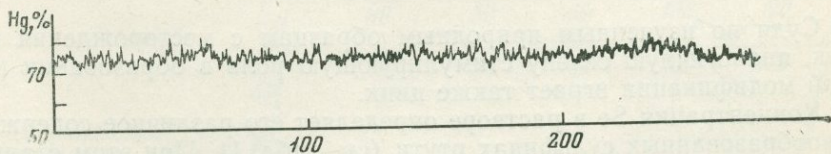
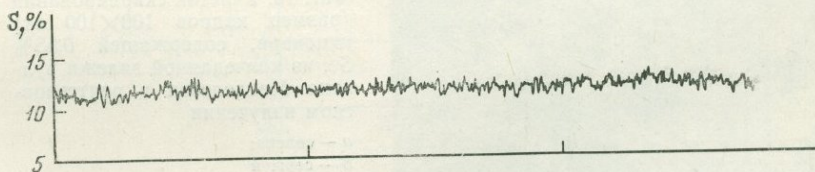
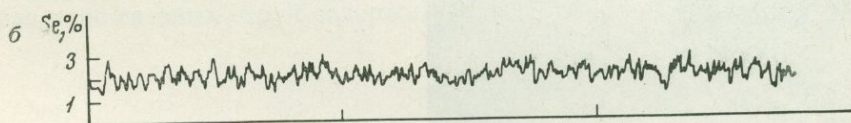
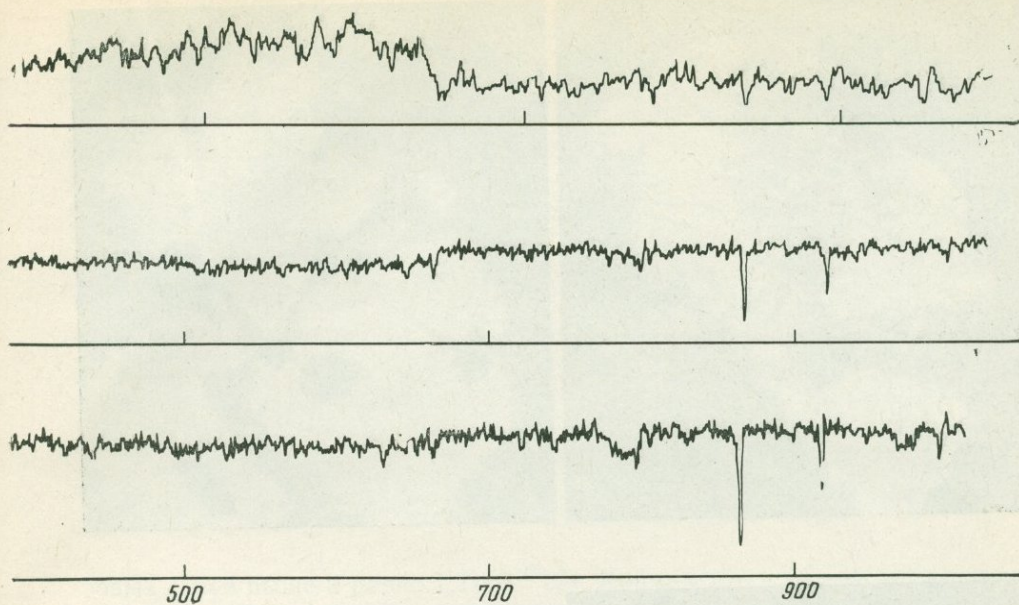
Следует указать, что температура кристаллизации сказывается заметным образом и на степени однородности в распределении Se. При температуре 150° селен в сульфидах ртути распределен значительно более неравномерно, чем при 200° . Если в первом случае пределы содержаний в онофрите составляют 7—27 (опыт 13), 3,7—12 (опыт 9), 10—16% (опыт 11), то во втором они не превышают 3% (см. опыт 1, пределы содержаний 5,3—8,4%). Такая контрастность распределения Se в сульфидах ртути, кристаллизующихся при температуре 150° , приводит к тому, что здесь онофрит появляется значительно чаще, чем в опытах с температурой 200° .

Влияние температуры заметно и в микромасштабе — при рассмотрении распределения Se в кристаллах из отдельных опытов. Неравномерность распределения его в этом случае хорошо объясняется неравномерностью условий роста в автоклаве, особенно контрастной во время ввода автоклава в режим. Это отчетливо следует также из результатов изучения газовой-жидких включений в новообразованных кристаллах.

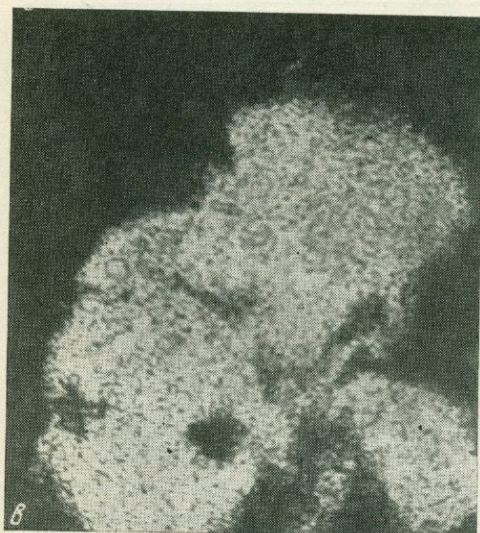
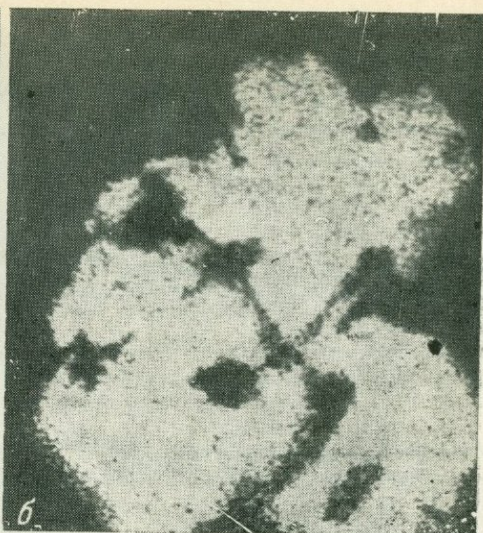
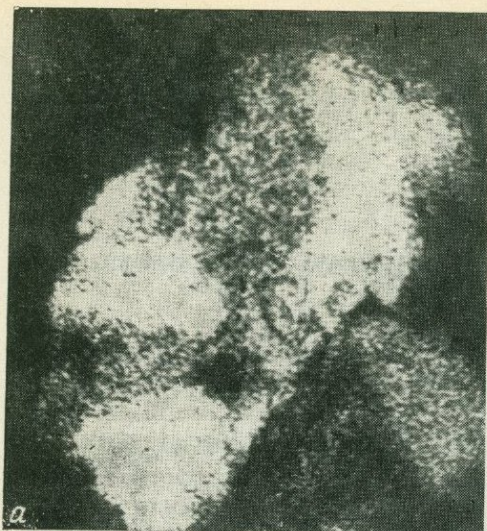
Температуры, при которых производились опыты, реальны в условиях ртутного рудообразования; поэтому эти данные могут быть использованы при объяснении причин различных содержаний Se и для природных сульфидов ртути.

Состав раствора не является определяющим в образовании той или иной полиморфной модификации сульфида ртути — тригональной или кубической. Из табл. 1 следует, что онофрит и киноварь кристаллизуются в растворах как Na_2S , так и HCl . В то же время наблюдается влияние состава раствора на концентрацию Se в новообразованных кристаллах; такая тенденция намечается для тригональной модификации. При одинаковой температуре (200°) содержание Se в киновари, кристаллизовавшейся из растворов Na_2S , в несколько раз выше, чем в том же минерале, образовавшемся из растворов HCl . Для температуры 150° эту зависимость проверить нельзя, так как определяемые содержания Se в этом случае близки к чувствительности анализа.

Концентрация Se в растворе является одним из решающих факторов кристаллизации той или иной полиморфной модификации сульфида ртути. При высоких содержаниях Se в растворе (5—10 г/л) в условиях опы-



тов образуется преимущественно онофрит. Стимулирующая роль Se для кристаллизации кубической разновидности сульфида ртути здесь очевидна. Но для ее образования отнюдь недостаточно вхождения Se с концентрацией 0,1%, как предполагалось ранее (Никольская, Регель, 1955). В наших опытах примесь Se в минерале даже в несколько процентов не всегда обеспечивала образование этой модификации, и в ряде случаев имела место кристаллизация только киновари. Очевидно, образование кубической разновидности происходит не только при достаточной концентрации Se, но и при определенном сочетании и других благоприятных факторов.



Фиг. 13. Участок скарнирования (размер кадров 100×100 мк) киновари, содержащей 0,55% Se, из колчеданной залежи вулкана Менделеева в рентгеновском излучении

а — селена;
 б — серы и
 в — ртути

Судя по изученным природным образцам с месторождения Кульджук, аналогичную селену стимулирующую роль в образовании кубической модификации играет также цинк.

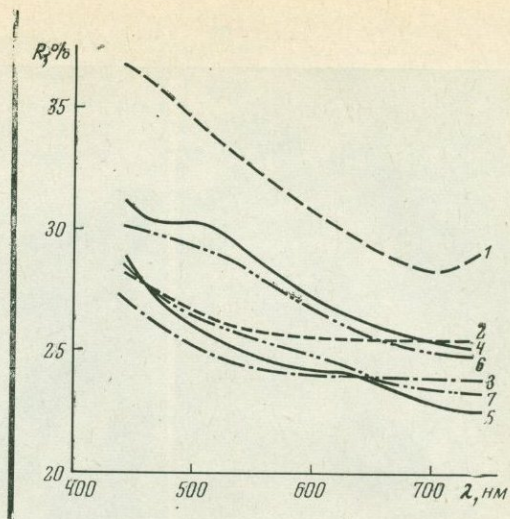
Концентрация Se в растворе определяет его различное содержание в новообразованных сульфидах ртути (см. табл. 1). При этом следует заметить, что, чем меньше валовое содержание Se в сульфидах ртути, тем более равномерно его распределение. Это отчетливо наблюдается как в синтезированных, так и в природных образцах.

Концентрации Se в растворе, используемые нами в условиях опытов, очень высоки, и их вряд ли можно параллелизовать с таковыми в природных условиях.

Что касается содержаний Se в реальных гидротермальных растворах, то о них судить трудно. Такого рода работы нам не известны. В нескольких проанализированных пробах с вулкана Менделеева содержание Se оказалось повышенным, что хорошо коррелирует с заметной концентрацией его в киновари. В двух пробах термальных вод содержание Se составляет $(6,3-7,6) \cdot 10^{-7}$ г/л, а в конденсате сольфатарных паро-га-

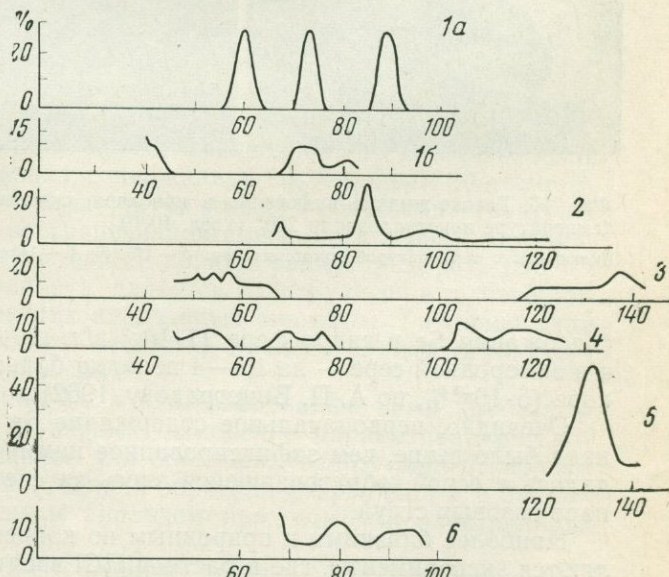
Фиг. 14. Спектры отражения ртутьсодержащих минералов

- 1 — тиманнит;
 2 — онофрит;
 3 — метациннабарит; киноварь с содержанием Se $< 1 \cdot 10^{-4}\%$;
 4 — R_g ;
 5 — R_m ; киноварь с содержанием S 1,2—7,7%;
 6 — R_g , 7 — R_m



зовых струй выше и равно $1,2 \cdot 10^{-6}$ г/л. Кроме того, в продуктах эксгалляций паро-газовых струй — самородной сере, широко распространенной на этом вулкане, содержание Se составляет $(1,6—2,2) \cdot 10^{-4}\%$ (Сребродольский, Сидельникова, 1969) и достигает 0,05% (Озерова и др., 1969). Эти цифры заметно повышены по сравнению с кларком Se: так, в конденсате паро-газовых струй содержание Se на порядок больше среднего

Синтезированные образцы



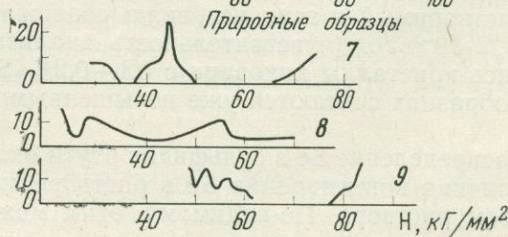
Фиг. 15. Вариационные кривые микротвердости киновари

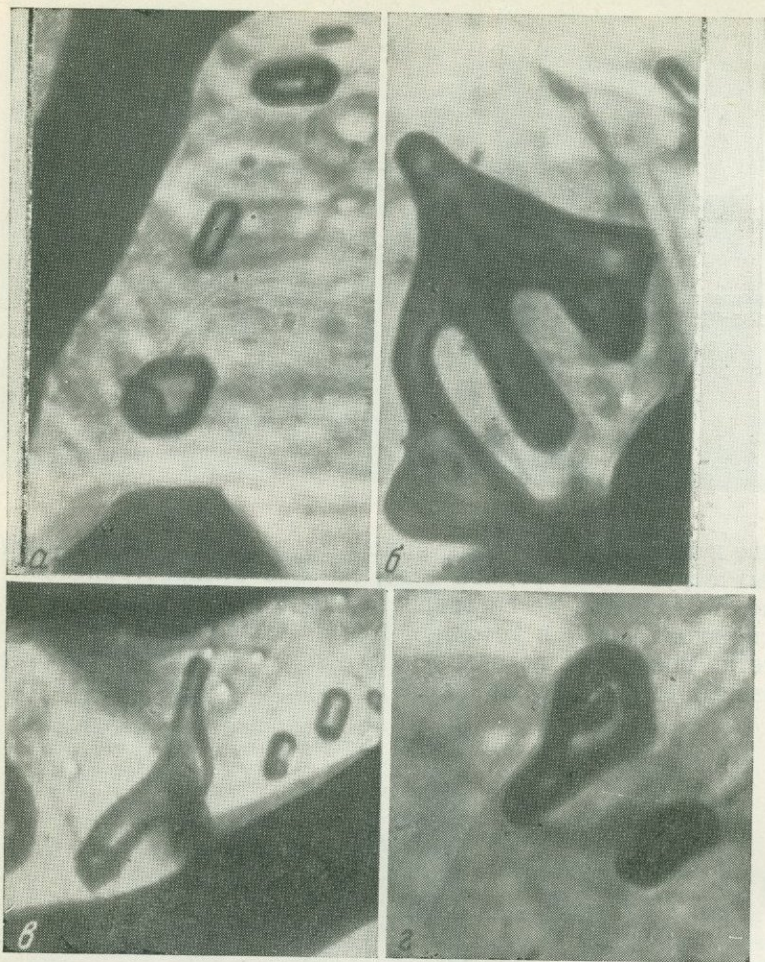
Синтезированные образцы:

- 1a и 1б — 1,2—7,7% Se, опыт 1;
 2 — 0,24% Se, опыт 3;
 3 — 0,11% Se, опыт 2;
 4 — 0,05% Se, опыт 4;
 5 — 0,035% Se, опыт 5;
 6 — 0,026% Se, опыт 6.

Природные образцы:

- 7 — 0,52% Se, месторождение Карасу;
 8 — 0,28% Se, месторождение Хайдаркан;
 9 — $< 2 \cdot 10^{-5}$ Se, месторождение Никитовское





Фиг. 16. Газово-жидкие включения в киновари, синтезированной в растворе HCl при температуре кристаллизации 200° (увел. 1000)

Включения с температурой гомогенизации: а — 175±2°; б — 140±2°; в — 178±2°; з — 183±2°

содержания Se в гидросфере ($1 \cdot 10^{-7}$ г/л, по А. П. Виноградову, 1967), а в самородной сере — на 1,5—4 порядка больше, чем кларк Se в земной коре ($5 \cdot 10^{-6}\%$, по А. П. Виноградову, 1962).

Очевидно, первоначальное содержание Se в гидротермах этого вулкана было выше, чем зафиксированное нами, поскольку часть Se соосадила с серой, образовавшейся здесь за счет окисления сероводорода паро-газовых струй.

Наиболее близкими к природным по концентрации Se в растворе являются эксперименты, где в раствор HCl вводился металлический селен, слабо растворимый в этих условиях; содержание его в растворе после опыта $< 2 \cdot 10^{-5}$ г/л (чувствительность анализа 0,02 мкг/мл). Здесь образовались кристаллы киновари с 0,1—0,2% Se; эти содержания в природных образцах считаются уже повышенными и заслуживающими внимания.

На распределение Se в сульфидах ртути оказывает влияние не только сама величина концентрации Se в растворе, но и валентное его состояние в этом растворе. По-видимому, этим можно объяснить отмеченное

выше преимущественное обогащение селеном киновари, кристаллизовавшейся из растворов Na_2S , по сравнению с киноварью, образовавшейся из растворов HCl . В обоих случаях в раствор вводился Se^{4+} , но в Na_2S он, очевидно, быстрее восстанавливается до Se^{2-} и сосаждается с HgS , а в растворе HCl этот процесс протекает более локально — в участках образования киновари.

Влияние валентного состояния Se в растворе на обогащение сульфидов ртути заметно также и при сравнении опытов, где в раствор Na_2S вводился в одном случае Se^{4+} , а в другом Se элементный¹. В обоих случаях перед сосаждением с HgS он восстанавливался до Se^{2-} , но очевидно, что из Se элементного этот процесс проходил быстрее, чем из Se^{4+} . Соответственно и содержания Se в кристаллах сульфидов ртути как в онофрите, так и в киновари значительно выше в опытах, где вводили элементный Se .

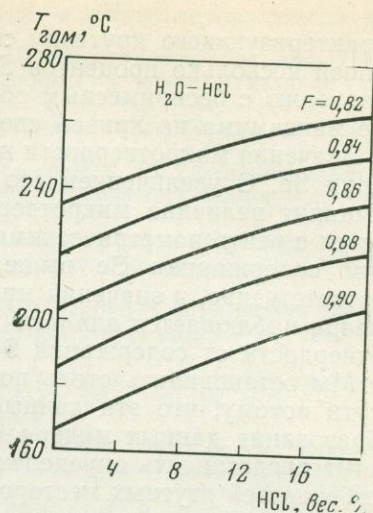
В сосуществующих образованиях киновари и онофрита содержание Se в онофрите обычно выше. Это наблюдалось нами для синтезированных сростков и в некоторых образцах с месторождения Кульджук (см. табл. 3, 4). Аналогичное явление описано В. И. Васильевым и Ю. Г. Лаврентьевым (1968) для образцов Горхонского месторождения, где содержание Se в онофрите составляло 7,5%, а в киновари — 2,0%.

Максимальная концентрация Se в киновари, известная до последнего времени, не превышала 2%. В результате проведенных исследований установлены более высокие значения содержаний Se : в синтезированных кристаллах — до 7,7%, а на месторождении Кульджук — до 9,4%. Последняя величина, очевидно, близка предельной. Е. И. Никольская (1966) указывает, что в сплавах с содержанием HgSe больше 30 атомн. % (соответствующим 9,63% Se) существует только кубическая структура.

Как известно, причиной неограниченной смесимости в ряду метациннабарит — тиманнит, помимо близости ионных радиусов Se и S (Se^{2-} — 1,98 Å, S^{2-} — 1,84 Å, по Паулингу), является изоструктурность метациннабарита и тиманнита, имеющих кубическую сингонию. Различия типа структур киновари и тиманнита, очевидно, предопределили ограниченный изоморфизм Se с S в киновари.

Об изоморфном вхождении Se в синтезированные нами кристаллы киновари свидетельствуют, во-первых, изменение параметров кристаллической решетки, установленное для образцов, содержащих несколько процентов Se , и, во-вторых, постоянная обратная корреляция S и Se , выявленная рентгеноспектральным анализом при помощи электронного зонда.

Изоморфное вхождение Se в решетку сульфидов ртути отразилось на оптических свойствах этих минералов. Для кубической модификации наблюдается закономерное увеличение значений R (от 24,2% у метациннабарита до 31,5% у тиманнита) и коэффициента дисперсии F ,



Фиг. 17. Диаграмма зависимости температуры гомогенизации (T_{20M}) от концентрации HCl в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{HCl}$; F — коэффициент заполнения замкнутого объема при 20° (Самойлович, 1970)

¹ В пересчете на объем раствора его концентрация соответствовала таковой в опытах, где вводили раствор селена.

характеризующего крутизну спектра отражения. Для киновари, содержащей несколько процентов Se, отмечается увеличение значений R_m по сравнению с беспримесным образцом (при 740 нм на 1%) и исчезновение максимума на кривой спектра отражения.

Значения микротвердости находятся также в зависимости от концентрации Se. С увеличением его содержания в ряду метациннабарит — тиманнит величина микротвердости уменьшается. Это хорошо согласуется с рентгенометрическими данными: размеры a_0 в образцах с большим содержанием Se выше, чем в образцах, не содержащих Se; соответственно, и значения микротвердости должны быть ниже. Для киновари наблюдается аналогичная тенденция зависимости значений микротвердости от содержания Se, но проявлена она менее отчетливо.

Мы остановились столь подробно на поведении селена в сульфидах ртути потому, что эти данные интересны для выявления особенностей образования данных минералов в природе. Кроме того, эти материалы могут представлять определенный интерес для понимания генетических особенностей ртутных месторождений и для металлогенических построений. Как отмечалось ранее, селен является типоморфным элементом металлогенических провинций; но к этому следует добавить, что в настоящее время он — единственно известный элемент с таким контрастным распределением в различных ртутных регионах, а использование элементов-примесей в качестве дополнительных признаков для выявления металлогенической специализации районов все больше привлекает внимание исследователей.

Авторы посвящают настоящую работу Г. А. Соколову, рассматривая ее как небольшой вклад в решение одного из частных вопросов теории эндогенного рудообразования, развитию которой он уделяет так много внимания.

ЛИТЕРАТУРА

- Балицкий В. С., Комова В. В., Озерова Н. А. Некоторые особенности кристаллизации киновари в гидротермальных растворах различного состава (по экспериментальным данным). — Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 12.
- Большаков А. П. Деякі дані про акцесорні рідкоземельні та розсіяні елементи у рудах і мінералах Микитівського ртутного родовища. — Доповіді Акад. наук УРСР, 1963, № 8.
- Большаков А. П. Анизотропия твердости кристаллов киновари. — Записки Всес. мин. об-ва, 1964, ч. 93, вып. 2.
- 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.
- Васильев В. И., Оболенский А. А., Борисенко А. С. Температурные условия формирования ртутных месторождений. — Докл. АН СССР, 1973, 209, № 2.
- Великий А. С., Волгин В. Ю. Редкие элементы в сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождениях. — В кн. «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», т. III. Изд-во «Наука», 1966.
- Великий А. С., Волгин В. Ю., Иванов В. С. Редкие элементы в сурьмяно-ртутных месторождениях Средней Азии. — В сб. «Формы нахождения и особенности распределения редких элементов в некоторых типах гидротермальных месторождений». Изд-во «Наука», 1967.
- Вершковская О. В., Назаренко И. И., Курбанова Н. З. Селен в породах и рудах ртутных месторождений Чукотки. — В кн. «Редкометалльные месторождения, их генезис и методы исследования». Изд-во «Недра», 1972.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. Изд-во «Наука», 1967.
- Головченко Н. Г. О температурах образования киновари на Никитовском и Закарпатских ртутных месторождениях. — Вестн. Львовск. ун-та, серия геол., 1966, вып. 4.
- Зубов В. И. Про анізотропію твердості кіноварі. — Допов. Акад. наук УРСР, 1967, Б, № 6.
- Лемлейн Г. Г. К теории залечивания трещин в кристалле и о равновесной форме отрицательного кристалла. — Труды Всес. н.-и. ин-та пьезокварца, 1960, 4, вып. 2.
- Малевский А. Ю., Чжун Цзя-жун. Об изоморфном замещении серии селеном и теллу-

- ром в сульфидах ртути.—В сб. «Экспериментально-методические исследования рудных минералов». Изд-во «Наука», 1965.
- Манучарянц Б. О., Наумов В. Б., Ходаковский И. Л. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений сурьмы и ртути.—Геохимия, 1970, № 11.
- Миколайчук А. Г., Дутчак Я. И. О новой модификации сернистой ртути.—Мин. сб. Львовск. ун-та, 1965, вып. 3, № 19.
- Назаренко И. И., Кислов А. М., Кислова И. В., Малевский А. Ю. 2,3-диаминонафталин как реагент для определения субмикrogramмовых количеств селена.—Ж. анал. химии, 1970, XXV, вып. 6.
- Никольская Е. И. Структурные свойства системы селенид ртути—сульфид ртути.—Тезисы докладов на конференции по современной технике диэлектриков и полупроводников. Л., 1966.
- Никольская Е. И., Регель А. Р. Образование твердых растворов и магнитная восприимчивость в системах $HgTe-HgSe$, $HgTe-\beta-HgS$, $HgSe-\beta-HgS$.—Ж. техн. физики, 1955, XXV, вып. 8.
- Новикова Т. И. Селен и теллур в рудах и минералах низкотемпературных месторождений Центрального Таджикистана.—Докл. АН Тадж. ССР, 1961, IV, № 5.
- Оболончик В. А. Селениды. Изд-во «Металлургия», 1972.
- Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Добровольская М. Г., Шпеталенко М. А., Мартынова А. Ф., Зубов В. И., Лапутина И. П. Современное рудное рудообразование на вулкане Менделеева (Курильские острова).—Геол. рудн. месторожд., 1969, XI, № 5.
- Озерова Н. А., Лебедев Л. М., Виноградов В. И., Горихова Л. В., Лапутина И. П. Некоторые минералого-геохимические особенности современного рудно-сурьмяного минералообразования (на примере действующих гидротерм Камчатки, Курильских островов, Калифорнии и других районов).—В сб. «Очерки геохимии отдельных элементов». Изд-во «Наука», 1973.
- Пашков Ю. Н., Тимофеев А. В., Котов Е. И. Анализ возможных ошибок при измерении температур гомогенизации.—В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. II. Изд-во «Наука», 1968.
- Самойлович Л. А. Зависимость между давлением, температурой и плотностью водно-солевых растворов. Изд-во Всес. н.-и. ин-та синтеза мин. сырья, М., 1969.
- Самойлович Л. А. Экспериментальное исследование взаимозависимостей $P-F-T-X$ -водных растворов соляной кислоты при повышенных параметрах.—Труды Всес. н.-и. ин-та синтеза минерального сырья, 1970, XIII.
- Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. Изд-во «Наука», 1972.
- Сребродольский Б. И., Сидельникова В. Д. Селен в самородной среде.—Геохимия, 1969, № 8.
- Труфанов В. Н. К термодинамике постмагматических процессов минералообразования на Северном Кавказе.—В сб. «Рудообразующая среда по включениям в минералах». Изд-во «Наука», 1972.
- Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого рудно-сурьмяного оруденения. Изд-во «Недра», 1964.
- Финкельштейн Ю. В. О селеноносности западной части Южно-Тяньшанского рудного пояса и находке тиманнита в Кызылкумах.—Записки Всес. мин. об-ва, серия 2, 1971, ч. 100, вып. 1.
- Финкельштейн Ю. В., Николаева Э. П. О твердости киновари.—Записки Всес. мин. об-ва, 1969, серия 2, ч. 98, вып. 2.
- Чжун Цзя-жун. О селеносодержащей сурьмяно-ртутной формации.—Геохимия, 1962, № 8.
- Шамрай И. А., Труфанов В. Н. Термометрические условия формирования рудопроявлений киновари на Северном Кавказе.—В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. 2. Изд-во «Наука», 1968.
- Aurivillius K. L. On the crystal structure of cinnabar.—Acta Chemica Scandinavica, 1950, 4, № 9.
- Berry L. G., Thompson R. M. X-ray powder data for ore minerals: the Peacock atlas. N. Y., 1962.
- Earley I. W. Description and synthesis of the selenide minerals.—Amer. Mineralogist, 1950, 35, № 5—6.
- Johan Z., Kvaček M. La hakite, un nouveau minéral du groupe de la tétraédrite.—Bull. de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, 1971, 94.
- Swanson H. E., Fuyat R. K., Ugrinic G. M. Standard x-ray Diffraction Powder Patterns.—Nat. Bureau of Standards Circular, 1955, IV, № 539.
- Tischendorf G. Zur Verteilung des Selens in Sulfiden. Freiburger Forschungshefte, 1966.

О ПРИНЦИПАХ СИСТЕМАТИКИ МАГМАТОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(на примере месторождений вольфрама)

М. М. Повилайтис

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время предложены многочисленные систематики рудных месторождений. Классификации только вольфрамовых месторождений приведены в работах М. М. Тетяева (1918, 1926), Н. А. Смольянинова (1940), Г. П. Воларовича (1947), О. Д. Левицкого (1939), В. Т. Матвеевко (1959), А. Д. Щеглова (1964), Е. П. Малиновского (1965), С. Ф. Лугова (1965), М. С. Кучуковой с соавторами (1966), Д. В. Рундквиста и А. Д. Щеглова (1968), Д. О. Онтоева (1971), М. М. Повилайтис (1971) и др.

В основе этих классификаций лежат различные признаки — приуроченность оруденения к металлогеническим провинциям разных типов, связь оруденения с магматическими формациями, характеризующими определенные стадии развития подвижных зон, положение рудных тел относительно контактов предполагаемых «материнских» интрузивов, проницаемость кровли для рудоносных растворов, а также степень кислотности последних, минеральный состав руд, глубина и температура их образования и пр. Однако имеющиеся классификации основаны, как правило, на разных принципах, поэтому являются неполными и в значительной мере субъективными. На их основе трудно предсказать, в каких структурах можно встретить промышленно интересное оруденение и какие его специфические черты типичны для данных геологических условий.

Это побудило автора критически пересмотреть фактический материал, попытаться увязать данные исследователей, рассматривавших различные стороны проблемы связи оруденения с магматизмом, геотектонические и структурные условия возникновения оруденения, и на этой основе создать систематику вольфрамовых месторождений, по возможности охватывающую многообразие геологической обстановки формирования и состава руд, но построенную на конкретных признаках. Цель систематики — установление взаимосвязей явлений и оптимальных условий образования месторождений тех или иных формаций и минеральных типов, а также критериев их поисков и промышленной оценки.

Месторождения вольфрама представляют собой удачный объект для разработки систематики вследствие разнообразия условий их формирования. Эти месторождения возникают в металлогенических провинциях разных типов на различных стадиях эволюции земной коры. Пределы вариаций физико-химических параметров рудоотложения чрезвычайно широки. Об этом можно судить по наличию промышленных скоплений вольфрама в гранитах и пегматитах (очень редко) — в скарнах и грейзанах, в гидротермальных образованиях, а также по наличию гипергенных концентраций этого металла — в наземных и карстовых россыпях, рассолах и рапе озер.

Преобладающая масса вольфрамовых руд возникла в ходе постмагматического процесса. На примере месторождений вольфрама можно проследить весь ход этого процесса в диапазоне условий, варьирующих от пневматолитовых до телетермальных. Кроме того, рассматриваемое оруденение особо чувствительно к физико-химической обстановке формирования, в зависимости от которой вольфрам может входить в состав различных природных соединений: вольфраматов железа, марганца или промежуточных членов соответствующего изоморфного ряда, вольфрамата кальция, нередко с существенной изоморфной примесью молибдата кальция, гидроокиси вольфрама, растворимых вольфраматов щелочей (?). При этом минеральный и элементный состав вольфрамовых руд чрезвычайно разнообразен. Поскольку с вольфрамовым оруденением в разных случаях ассоциирует золотое, оловянное, молибденовое, бериллиевое, сурьмяное и другое оруденение, изучение закономерностей формирования месторождений вольфрама позволяет одновременно проследить условия концентрации сопутствующих металлов.

При систематизации магматогенных рудных месторождений используются следующие классификационные единицы: генетические, минеральные и формационные типы, формации и субформации, а также семейства формаций.

Выделение генетических типов месторождений вольфрама принципиальных разногласий не вызывает, если исключить известную дискуссию по вопросу, относить ли грейзеновые месторождения к пневматолитовым или объединить их с гипотермальными, а также неясность генезиса недавно выявленного в США месторождения, в котором вольфрам находится в рапе озера (для этого оруденения допускается возможность как гидротермального, так и гипергенного образования). Однако распределение месторождений по четырем генетическим типам (магматический, пегматитовый, пневматолитовый и гидротермальный) не удовлетворяет запросов практики, поскольку они представляют собой слишком обобщенные подразделения.

В последнее время принято систематизировать месторождения на формационной основе, но при выделении таксономических единиц используются субъективные критерии или результаты специальных исследований, а важнейшими терминами — «рудная формация», «минеральный и формационный тип» (тип рудных формаций) — разные исследователи обозначают неодинаковые понятия. Обычно в основу выделения рудных формаций берется минеральный состав руд. Подразумевается, что этот состав обусловлен геологическими условиями рудоотложения, различия которых выявятся сами собой. Пределы допустимых вариаций минерального состава и геологических условий отложения руд трактуются произвольно.

Приведем для примера представления трех авторов. В. С. Кормилицын и П. А. Строна (1971) объединяют в рудную формацию «естественное сообщество месторождений полезных ископаемых, образовавшихся на определенных стадиях развития подвижных поясов или платформ в генетической или парагенетической связи с той или иной магматической, осадочной или метаморфической формацией (соответственно для магматогенных, экзогенных и метаморфогенных месторождений)» (Кормилицын, Строна, 1971, стр. 12). Эти исследователи считают, что при выделении рудных формаций в них следует включать все минеральные образования, связанные с той или иной геологической формацией, в том числе промышленные и непромышленные, металлические и неметаллические.

Совсем иное содержание вкладывает в этот же термин Р. М. Константинов (1970). По его представлениям, рудные формации — это группы месторождений «со сходным минеральным составом и близкими геологическими условиями образования. Под геологическими условиями

образования понимаются признаки, устанавливаемые непосредственными наблюдениями в процессе полевых и камеральных исследований, т. е. геологические условия нахождения» (Константинов, 1970, стр. 5). Уточняя приведенную формулировку, Р. М. Константинов отмечает, что к одной рудной формации следует относить «лишь такие однородные по минеральному составу и геологическим условиям образования месторождений, у которых эти две группы признаков обнаруживают отчетливую взаимосвязь» (Константинов, 1970, стр. 8).

Понятие, которое В. С. Кормилицын вкладывает в термин «рудная формация», удобнее обозначить, как это делается обычно, термином «рудный комплекс» или «комплекс рудных формаций». Определение, даваемое Р. М. Константиновым, недостаточно конкретно и вызывает противоречивые толкования по следующим причинам:

1. При такой постановке вопроса к одной формации можно относить как образования, возникшие в разнотипных геотектонических структурах на одинаковых ступенях их развития, так и образования, возникшие в однотипных геотектонических структурах на разных ступенях их развития. Из определения Р. М. Константинова неясно, какой из этих признаков следует считать главным.

2. Неясно, что надо понимать под существенными различиями (или сходством) геологических условий образования и минерального состава руд месторождений. Каждый из этих признаков может иметь различную масштабность; поэтому принцип сопряженности изменения минеральных ассоциаций и геологических условий образования применим при выделении не только формаций, но и субформаций, а также генетических и минеральных типов месторождений и любых их рядов.

Поскольку обычно термин «формация» соответствует ступени в развитии (БСЭ), а структурная эволюция имеет общую направленность для земной коры в целом, в формулировку обсуждаемого понятия следует ввести ограничение, отметив, что конкретный геологический признак, отражающий временную категорию явления (ступень развития), влияет на другой — минеральный состав руд. Такое ограничение позволило бы положить в основу выделения (и классификаций) формаций разных металлов единый принцип и привело бы к более строгому применению термина «рудная формация», хотя и в этом случае неясна масштабность той ступени развития процессов, которой этот термин должен отвечать. Если удастся исключить разнотипное толкование масштабности используемых в классификации признаков, определив допустимые интервалы колебаний обозначаемых ими характеристик, то можно будет заранее предсказать количество формаций и минеральных типов того или иного металла. Можно будет указать также, к каким формациям и минеральным типам относятся наиболее крупные месторождения, в каких металлогенических провинциях, геотектонических блоках и конкретных структурах можно обнаружить большие запасы руд, а где — мелкие непромышленные объекты, а также указать геологические условия, благоприятные для формирования месторождений, в которых данный полезный компонент может явиться предметом не основной, а лишь попутной добычи.

Попытаемся на примере месторождений вольфрама показать принципы и методы составления подобной систематики.

ПРИНЦИПИАЛЬНЫЕ РАЗЛИЧИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ВОЛЬФРАМОВЫХ РУД

Состав руд магматогенных месторождений можно рассматривать в различных аспектах. Минеральный состав руд может различаться по набору и разнообразию минеральных видов: по роли самородных элементов, сульфидов (малосернистых, моносернистых и многосернистых) сульф-

фосфидов, теллуридов, галогенидов, кислородных соединений (последние могут быть представлены сульфатами, карбонатами или окислами различных металлов), силикатов, выделившихся синхронно с рудоотложением или несколько его опережая (их можно дифференцировать далее по типу кристаллических решеток). Кроме того, состав руд может отличаться количественными соотношениями безводных и водусодержащих соединений, в частности железа (окислов, силикатов и др.). Некоторые из этих минералов можно различать по положению воды в их кристаллических решетках: в виде гидроксильной группы или в кристаллизационной форме. Значительное число минералов может находиться в различных полиморфных или политипных модификациях. Наконец, все минералы можно сравнивать по значениям величин структурной рыхлости, а также по энергии кристаллической решетки.

Многообразие руд может быть выражено, кроме того, в сочетании тех или иных элементов, имеющих определенные особенности геохимического поведения. В частности, руды могут различаться по набору и относительному содержанию минералов сидерофильных, халькофильных и литофильных элементов или элементов, резко разнящихся по значениям кларков, а также элементов с неодинаковыми: 1) характером ионизации (катионы, анионы, комплексообразователи), 2) способностью к ионизации (металлы с различным ионным потенциалом), 3) степенью ионизации (соотношение Al^{3+} и Al , Fe^{2+} и Fe^{3+} и др.), отражающей меру ковалентности их связи с другими ионами, и т. д.

Существенные различия руд могут заключаться в форме нахождения отдельных элементов. Так, вольфрам образует: 1) безводные вольфраматы Ca , Mn или Fe и 2) водусодержащие соединения, находящиеся в коллоидальном состоянии или в ионной форме. Второстепенные примеси (Ta , Nb , Se и др.) могут содержаться в виде изоморфных примесей или микровключений собственных минералов в вольфрамитах и других природных соединениях. Некоторые элементы могут входить как главные компоненты в состав сульфидов (Pb , Fe , Sn), окислов (Be), силикатов (Li , Be , B) и т. д. или быть рассеянными в виде изоморфных примесей в силикатах, а Mo — находиться в форме сульфида или в состоянии изоморфного рассеяния в вольфрамите кальция. Сопряженно с изменением состава руд может варьировать величина минеральных зерен и их агрегатов.

Некоторые из перечисленных различий руд, как будет показано ниже, являются принципиальными, другие — менее важными.

Минеральный состав руд — функция, результирующая суммарное воздействие многих геологических факторов, способ и степень влияния которых порознь неясны. Рассмотрим геологические условия образования месторождений, от которых непосредственно или косвенно может зависеть минеральный состав руд, и попытаемся установить степень этого влияния.

ПРИНЦИПИАЛЬНЫЕ РАЗЛИЧИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ РУД

Состав продуктов химических реакций определяется концентрацией исходных веществ, температурой и давлением. В процессе рудоотложения все эти параметры изменяются во времени и пространстве с различной скоростью в зависимости от характера породивших их геологических процессов. Исходные и конечные значения термодинамических условий рудоотложения обусловлены многообразными геотектоническими, структурными, литологическими и магматическими факторами, проявляющимися в разных геологических условиях в разных сочетаниях и с различной интенсивностью. Главнейшие различия геологических условий образования руд можно отразить набором определенных признаков.

1. Тип геотектонической структуры (платформы, геосинклинали, складчатые системы, эпиплатформенные орогенетические пояса), а в их пределах — структурные элементы, различающиеся по преобладанию восходящих или нисходящих движений и их скорости, по степени и времени консолидации, глубинному строению и другим признакам.

2. Время проявления рудоносного магматического комплекса в ходе геотектонической эволюции земной коры: раннеорогенный или позднеорогенный этап развития подвижных областей, этап тектоно-магматической активизации складчатых систем и платформ и т. д. Этот фактор определяет характер, интенсивность и скорость развития деформаций в земной коре, структурные условия (а отчасти и глубинность) становления рудоносных магматических комплексов и рудоотложения.

3. Тип рудоносных магматических комплексов, которые группируются по структурным условиям становления (плутонические, вулкано-плутонические и вулканические), по составу (плагиигранитные, гранодиоритовые и гранитные — нормальных, кислых и субщелочных гранитоидов), по формационной принадлежности (формации гранитная, гранодиоритовая и др.), по происхождению (базальтоидные или сиалические).

4. Глубина рудоотложения.

5. Геолого-структурная позиция рудных полей. Они могут располагаться в ядрах или на крыльях линейных антиклиналей (или синклиналей), в местах их периклинальных (или центриклинальных) замыканий, изгибов (горизонтальных или вертикальных), а также в брахиантиклиналях, в кольцевых структурах, на пересечении упомянутых структур разломами (продольными, поперечными, диагональными).

6. Характер локальных рудоподводящих и рудо локализирующих структур (зоны пластического течения, трещины отрыва или скалывания, зоны дробления), положение этих дислокаций в пространстве (пологие, крутопадающие и т. д.), время их возникновения (относительно времени проявления минерализации и рудоотложения).

7. Структурно-морфологический тип рудного тела.

8. Металлогенетический профиль провинций (или отдельного блока в их пределах), определяемый спецификой глубинного строения и состава земной коры. Этот фактор влияет на петрохимические особенности, металлогенетическую и геохимическую специализацию конкретных магматических комплексов, а следовательно, и на состав рудоносных растворов.

9. Тип вмещающих пород и их взаимоотношения в пространстве. Различие физико-механических, теплофизических, химических свойств пород непосредственно контролирует локализацию оруденения и может сильно влиять на минеральный состав руд.

Роль геологических факторов, отражаемых каждым из перечисленных признаков, в образовании месторождений неравноценна и зависит от степени проявления остальных признаков. Их сочетание и взаимосвязь определяют характер и особенно интенсивность минерализации. Некоторые факторы влияют на оруденение косвенно. Так, тип геотектонических структур и время проявления рудоносного магматического комплекса в ходе геотектонической эволюции земной коры контролируют размещение и структурные условия становления рудосопряженных магматических комплексов. В свою очередь структурные условия становления рудосопряженных магматических комплексов влияют на структурно-морфологические типы и строение рудных тел, минеральный состав руд и интенсивность оруденения.

Рассмотрим влияние геологических условий рудоотложения на характер вольфрамового оруденения.

МЕСТО ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРОЦЕССЕ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Месторождения вольфрама возникают главным образом в результате постмагматической деятельности перемещенной сиалической гранитной магмы. Первоначальная концентрация вольфрама в магме происходит в процессе ее передвигания. Состав внедряющейся магмы обусловлен глубиной ее зарождения и типом развития рудоносных территорий, а дальнейшая эволюция и ход постмагматических процессов — структурными условиями становления магматических комплексов и рудоотложения.

Месторождения вольфрама формируются, как правило, после завершения геосинклинальной складчатости в условиях либо орогенного развития складчатых областей, либо тектоно-магматической активизации платформ — при устойчивом общем воздымании земной коры, вначале медленном, инверсионном (раннеорогенный этап¹), затем резком, формирующем сильно расчлененный рельеф (позднеорогенный этап или этап тектоно-магматической активизации). По мере смены медленного поднятия резким воздыманием качественно меняется структурное состояние земной коры (скорость, характер и масштабы проявления дислокаций, соотношение интенсивности пликативных и дизъюнктивных деформаций и др.). Вследствие этого повышается радиальная проницаемость земной коры для магм: они поднимаются со все больших глубин, со все большей скоростью, изменяется и их состав. В результате этого плутонический магматизм (формации гранодиоритовая, плагиогранитная и калиевых гранитов — биотитовых и двуслюдяных, лейкократовых, аляскитовых) сменяется вулканоплутоническим (те же формации), а затем вулканическим (риолито-диабазовая формация). Плутонический магматизм проявляется раньше образования заполняющей наложенные впадины красноцветной формации в условиях малой, но охватывающей большие площади радиальной проницаемости земной коры для магм. Вулканоплутонический магматизм проявляется после образования красноцветной формации, но до формирования верхней молассы (иногда синхронно с последней) при умеренной проницаемости земной коры; вулканический — позже образования верхней молассы при значительной проницаемости земной коры по глубоким расколам.

Рудосопряженные магматические комплексы различаются не столько по глубинности (все они — комплексы малых глубин), сколько по структурным условиям становления, обусловившим разнообразие способов размещения и ориентировки в пространстве, морфологии и величины интрузивных тел. Интрузивы плутонических комплексов — это громадные пологие согласные залежи, часто межформационные. Во время их становления магматический очаг не сообщался (или уже сообщался) с поверхностью. Интрузивные тела вулканоплутонических комплексов — небольшие штоки, этмолиты, непротяженные дайки, сформированные в относительно закрытых трещинных структурах, хотя породивший эти тела магматический очаг сообщался с земной поверхностью. Наконец, интрузивные тела вулканических комплексов — это корни лавовых покровов.

ВЛИЯНИЕ НА ОРУДЕНЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЙ СТАНОВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Формации месторождений вольфрама

В зависимости от особенностей проявления магматизма, с которым структурно сопряжено или еще более тесно связано вольфрамовое оруденение, оно подразделено на следующие формации: силикатно-воль-

¹ Название этапа условное: горы в это время не образуются.

фраматную (плутоногенную), сульфидно-вольфрамотную (вулканоплутоногенную), антимонит-вольфрамотную (вулканогенную). Условно можно выделить еще одну формацию (далее не рассматриваемую) — вольфрамсодержащую лимонит-псиломелановую; соответствующее ей оруденение имеет телемагматическое (?) или даже гипергенное происхождение (Повилайтис, 1971). Названия формаций условные, они отражают, как видно из дальнейшего изложения, основную тенденцию в изменении минерального состава руд.

Плутоногенное оруденение в пространстве и по времени образования ассоциировано с гранодиоритовой (и плаггиогранитной?) магматической формацией, а чаще — с формациями калиевых гранитов (биотитовых и двуслюдяных, лейкократовых, аляскитовых), которые иногда последовательно возникают (от более основных и натриевых к более кислым и калиевым) в одном регионе. Многие признаки свидетельствуют о генетической связи оруденения с многофазными интрузивными комплексами. Отложение руд произошло в большинстве случаев позже «дополнительных интрузий» лейкократовых гранитов, соответствующих самым поздним интрузивным фазам.

Оруденение высокотемпературное, формируется длительно в равновесных условиях при медленном перемещении рудоносных растворов, большой роли диффузионных, адиабатических и релаксационных явлений, малой скорости химических реакций, в равномерном тепловом поле (обусловленном температурным режимом медленно остывающих крупных интрузивов, размещенных в пологих согласных межформационных нарушениях). Вольфрамитовое оруденение локализовано преимущественно в апикальных частях интрузивов рудоносных гранитных комплексов и над ними, а шеелитовое — главным образом в скарнах, залегающих в карбонатных породах экзоконтактовой зоны, чаще всего в участках, расположенных вблизи логообразных понижений верхней контактовой поверхности гранодиоритовых интрузивов.

Плутоногенное оруденение может относиться к различным генетическим типам — магматическому (?), пегматитовому, пневматолитовому (преимущественно в скарнах и грейзенах) или гидротермальному. Оно представлено разнообразными структурно-морфологическими типами рудных тел: приконтактовыми, послойными или секущими залежами скарнов, зонами, трубками или изометричными телами измененных пород с вкрапленным оруденением, кварцевыми жилами в трещинах отрыва или скалывания, штокверками и др.

Соответственно минеральный и элементный составы этих руд в целом очень разнообразны. В пределах отдельных месторождений минеральный состав руд, за исключением скарнов и измененных пород с вкрапленным оруденением, в общем относительно беден. Резко доминирует кварц. Из рудных минералов распространены вольфраматы (вольфрамиты любых, но чаще промежуточных составов), шеелиты (обычно почти без изоморфной примеси Mo), самородные элементы. Непостоянно присутствуют молибденит, простые сульфиды железа, нередко — арсенипирит, т. е. сульфиды металлов, отличающихся особенно низкими потенциалами ионизации. Лишь в рудных телах, возникших в наиболее открытых системах, в трещинах скалывания, в парагенетических ассоциациях с вольфраматами появляются сульфиды свинца, цинка и даже изредка блеклые руды.

К этой формации относятся месторождения Панашкейра (Португалия), Кара-Оба (Центральный Казахстан), Юго-Коневское (Урал), Койташ (Средняя Азия).

Вулканоплутоногенное оруденение ассоциирует с интрузивными телами, образованными породами тех же формаций, но для них типичны приуроченность к местам пересечения зон глубинных разломов, изометричная (в плане) форма и небольшие размеры. Эти тела сложены сфор-

мированными в гипабиссальных и близповерхностных условиях породами (преимущественно с порфировыми текстурами), относимыми к гипабиссальным членам вулканоплутонических комплексов. Многие из них являются диапир-плутонами. По ряду признаков характер связи оруденения с интрузивными комплексами парагенетический.

В отличие от плутогенного это оруденение может быть представлено близкими по времени образования штокверковыми и жильными рудными телами, а также трубкообразными телами брекчий, возникших вследствие прорыва газов; жильные тела локализованы в значительной мере в трещинах скальвания, часто возникших до внедрения интрузивных тел. По сравнению с плутогенным это оруденение образуется в более короткие интервалы времени в очень неспокойной тектонической обстановке при резком воздымании земной коры в неравновесных условиях без существенного участия адиабатического сжатия газовой фазы и релаксационных явлений. Процесс рудоотложения отличается также усилением роли инфильтрационных процессов, большей скоростью течения рудоносных растворов, повышенной скоростью химических реакций. Температурный режим рудоотложения обусловлен становлением в зонах глубинных разломов мелких крутопадающих магматических тел; поэтому руды отлагаются в среде с резкими горизонтальными и вертикальными температурными градиентами, сильно колеблющимися во времени. В ранние стадии процесса происходит аномальный подъем температур до значений, превышающих температуры формирования плутогенных руд. С интенсивной теплоотдачей не только вверх, но и в стороны связаны большой температурный диапазон рудоотложения, проявление телескопирования и горизонтальной пульсационной зональности. Руды отличаются разнообразием минеральных видов¹, в частности простых и сложных сульфидов металлов с высоким потенциалом ионизации, а также сульфосолей (сульфовисмутиды, сульфоантимониды, теллуриды): для них характерно присутствие минералов серебра, самородных элементов (золото). По набору минералов эти руды самые сложные и имеют собирательные черты плутогенных и вулканогенных руд. Они никогда не содержат топаза и богатых фтором (свыше 2,50%) слюд, хотя содержание флюорита в них бывает столь же высоким, как и в рудах плутогенных. В этих рудах также часто встречаются кольцевые силикаты (берилл, турмалин), обычно присутствуют каркасные и слоистые силикаты. Силикаты с кристаллическими решетками островного, цепочечного и ленточного типа редко образуют крупные скопления. Вольфраматы представлены вольфрамитом разнообразного состава, шеелитом, молибдошеелитом.

Вулканогенное оруденение структурно сопряжено с трещинными интрузивными образованиями — дайками (иногда эти малые интрузии являются корнями лавовых покровов) — или проявлено вне полей развития магматических пород. Интрузивные комплексы, с которыми оруденение ассоциировано в пространстве и по времени образования, представлены породами риолито-диабазовой формации (в консолидированных складчатых областях) и субщелочными фациями пород базальтовой формации. Оруденение локализовано в зонах дробления, расположенных вблизи региональных разломов. Формируется оно, как и упомянутые дайки, в слабо прогретых породах в короткие интервалы времени в условиях резкого воздымания земной коры, сопровождающегося ее глубоким раскалыванием, возможно, достигающим базальтового слоя. Для вулканогенных руд в отличие от плутогенных и вулканоплутоно-

¹ Многие минералы руд представляют собой соединения одних и тех же элементов, но в разных стехиометрических соотношениях (блеклые руды, сульфовисмутиды Pb, Cu и др.), что свидетельствует о неравновесности условий их отложения.

генных характерны простые сульфиды сурьмы, реже ртути — металлов с чрезвычайно низкими кларками. Обычны серебро и золото (в самородной форме и в виде теллуридов), барит, из соединений вольфрама — крайние члены изоморфных рядов (ферберит, гюбнерит или шеелит, любой из которых может являться главным полезным компонентом руд). Силикаты с более простыми, чем слоистые, типами кристаллических решеток отсутствуют, а слоистые редки и представлены гидрослюдами. Самый распространенный силикат — кварц. Минералы, в состав которых входят щелочи, не характерны. Минералы Sn, Nb, Ta, Вe, Mo (как и изоморфные примеси этих металлов), а также минералы F обычно не встречаются. Минеральный и элементный составы руд, как и пород магматических комплексов, с которыми структурно сопряжено оруденение, мало зависят от типа предшествующего геотектонического развития региона.

К этому типу оруденения относятся месторождения Сагеби (Кавказ), Боулдер Каунти (США) и др.

ВЛИЯНИЕ НА ОРУДЕНЕНИЕ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Субформации месторождений вольфрама

В предыдущем разделе упоминалось, что вольфрамовое оруденение, сопряженное с магматическими комплексами, сходными по структурным условиям становления, может быть связано с магматическими комплексами различных формаций. Например, плутоногенное вольфрамовое оруденение может быть связано с интрузивными комплексами гранодиоритовой и плагиогранитной формаций, а также биотитовых и двуслюдяных, лейкократовых или аляскитовых гранитов. Общей чертой последних является сиалическое происхождение магм, а петрохимические и металлогенические различия обусловлены неодинаковой глубиной зарождения магм и разной степенью ассимиляции (преимущественно глубинной) вмещающих пород.

В зависимости от формационной принадлежности рудоносного магматического комплекса плутоногенное (как и вулcano-плутоногенное) оруденение подразделено на ряд субформаций. Минеральный (и элементный) состав и локализация руд зависят от состава пород рудоносных комплексов и от состава и физико-механических свойств пород кровли. Вследствие различий теплофизических свойств вмещающих пород и разной температуры внедряющейся магмы оруденение, связанное с гранитными комплексами, залегает в алюмосиликатной среде и приурочено преимущественно к трещинам отрыва, а оруденение, связанное с гранодиоритовыми комплексами, локализовано главным образом в карбонатных породах или в продуктах их метаморфизма — скарнах, возникших в зонах пластической и хрупкой деформации вещества.

Различия минерализации существенны. Так, плагиогранитные интрузивные комплексы могут сопровождаться кварцевыми жилами с золото-шеелитовым оруденением (Березовское месторождение на Урале). С комплексами лейкократовых гранитов связаны кварцевые жилы с молибден-вольфрамовым оруденением (месторождение Центральное в Центральном Казахстане) и зоны вольфрамоносных топаз-кварцевых и кварцевых грейзенов с молибденитом или касситеритом, вольфрамоносных и оловоносных цвиттеров (месторождение Альтенберг в Рудных горах). С комплексами биотитовых и двуслюдяных гранитов часто бывает связано касситерито-вольфрамитовое оруденение (месторождение Комсомольское в Калбинском районе Восточного Казахстана). Гранодиоритовые комплексы обычно сопровождаются шеелитовым оруденением в скарнах (месторождение Флэт-Ривер на Аляске). Каждому из

упомянутых типов оруденения присущи специфические типы окolorудных изменений боковых пород. Оруденение, связанное с плагиигранитными комплексами, сопровождается серицитизацией, окварцеванием и пиритизацией; оруденение, связанное с комплексами калиевых гранитов, — разнообразными типами грейзенизации с привнесом F и B; оруденение, связанное с гранодиоритовыми комплексами, — хлоритизацией, актинолитизацией и др. Поскольку состав и структурные условия становления последовательных интрузивных фаз одного магматического комплекса закономерно меняются, неодинаков и тип оруденения — он в существенной мере определяется составом магмы главной интрузивной фазы.

ВЛИЯНИЕ НА ОРУДЕНЕНИЕ ТИПОВ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

Формационные типы месторождений вольфрама

Становление рудоносных магматических комплексов и рудоотложени осуществлялись в среде, возникшей в геосинклиналях или эпиплатформенных прогибах. Набор и распределение пород осадочных, эффузивных и интрузивных формаций того или иного состава зависят от типа и стадии развития рудоносных территорий. Наиболее разнообразные по составу и физико-механическим свойствам породы возникают в пределах подвижных поясов геосинклинального типа.

Известно, что в эвгеосинклиналях в обстановке начального интенсивного прогибания накапливались породы инициального магматизма (спилит-кератофир-диабазовая и другие формации офиолитового комплекса), а на зрелой стадии развития — породы порфировой формации. В миогеосинклиналях возникали породы терригенных формаций (в раннюю стадию — аспидной, в позднюю — флишевой). Карбонатные отложения часто возникают в провинциях и того и другого типа на зрелой стадии развития. Эти четыре группы литологических формаций контрастны по условиям залегания, составу и физико-механическим свойствам отложений, что в свое время влияло на степень взаимодействия магмы с породами кровли, на размеры, форму и состав интрузивных тел. В рудных районах разных типов (и даже одного типа) набор, распространенность и пространственные соотношения этих формаций благодаря миграции геотектонических режимов неодинаковы. Это вызывает необходимость типизации рудоносных геотектонических структур.

По преобладанию эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных формаций в начальной или зрелой стадии развития геосинклиналей автором (1968) выделены главные типы металлогенических провинций: 1) уральский, 2) центрально-казахстанский, 3) верхоянский, 4) южно-тяньшаньский. Режим геотектонического развития подвижных зон, которым соответствуют провинции двух первых типов (где широко распространены вулканогенные толщи), был эвгеосинклинальным, а в двух последних — миогеосинклинальным (резко преобладают осадочные отложения). Распределение интрузивных пород также неодинаковое: породы габбро-перидотитовой и плагиигранитной формаций образовались только в эвгеосинклинальных прогибах на стадии начального прогибания и частично на стадии зрелой геосинклинали, тогда как гранодиоритовые и гранитные магматические комплексы, в частности рудоносные, формировались на разных стадиях эволюции подвижных зон в прогибах, характеризующихся различным режимом геотектонического развития, и особенно после их консолидации.

Вольфрамоносные магматические комплексы каждой из намеченных формаций, хотя и могут встретиться в любом типе металлогенических провинций, характерны для определенного типа провинций: гранодио-

ритовые — для провинций южно-тяньшаньского типа, биотитовых гранитов — для провинций верхоянского типа, лейкократовых биотитовых гранитов — для провинций центрально-казахстанского типа, аляскитовых гранитов — для провинций уральского типа. В зависимости от структурного положения рудосопряженного магматического комплекса (плутонического, вулканоплутонического или вулканического) в каждом типе металлогенических провинций выделено по три подтипа.

Рассмотрим важнейшие особенности рудоносных магматических комплексов и минерализации металлогенических провинций названных типов.

Вольфрамоносные комплексы провинций *уральского типа* представлены преимущественно лейкократовыми аляскитовыми гранитами (плутонические комплексы) и гранит-порфирами (вулканоплутонические комплексы). Месторождения преимущественно кварцево-жильные (вулканоплутоногенные, также штокверковые), гюбнеритовые и шеелитовые. Зоны изменения гранитов около вольфрамоносных тел в плутоногенных рудах слагаются микроклинитами (реже альбититами) и слюдитами, а в вулканоплутоногенных — слюдитами. В рудах, даже высокотемпературных, отсутствуют силикаты с более плотными, чем кольцевые, кристаллическими решетками, а наиболее распространены каркасные и слоистые. Руды отлагались при наиболее высоких для плутоногенных руд рН и окислительном потенциале. Этим, а частично и обилием серы, вызваны богатый марганцем состав членов железо-марганцевых изоморфных рядов, а также присутствие из сульфидов железа преимущественно пирита. В рудах отсутствует топаз, хотя флюорит- и фторсодержащие слюды обильны. В таких провинциях грейзеновые месторождения вольфрама отсутствуют. Характерно отсутствие в рудах минералов Sn, Ta, Nb (и примеси двух последних в гюбнеритах). Богатство руд Mn (вольфраматы, фосфаты, карбонаты) и Cu (халькопирит, тетраэдрит, сульфовисмутиды) — индикатор геохимической специфики глубинных частей блоков земной коры и мантии.

Примерами таких провинций являются эвгеосинклинальные зоны Урала, Аппалач, Джидинская геосинклиналь Западного Забайкалья.

В провинциях *центрально-казахстанского типа* граниты рудоносных комплексов лейкократовые, отличаются предельно высоким (72—76%) содержанием SiO_2 . Кровля интрузивов — кислые эффузивы, трудно проницаемые для летучих компонентов (что способствует длительному сохранению последних в магме). Вольфрамовые руды этих провинций наиболее полно отражают состав постмагматических растворов неконтаминированной гранитной магмы. Здесь полнее, чем в провинциях иных типов, представлены высокотемпературные кварцево-жильные и штокверковые вольфрамитовые и шеелитовые руды, но отсутствуют телескопированные и эпитермальные месторождения вольфрама. Месторождения вольфрама представлены жилами, штокверками и обособленными зонами вольфрамоносных грейзенов (кварц-топазовых, кварцевых и слюдяно-кварцевых). Аналогичного состава грейзены, но уже обычно не несущие рудных компонентов, часто сопровождают рудные тела жильных и штокверковых месторождений.

В рудах нередко силикаты высокой плотности с кристаллическими решетками островного типа (топаз, реже спессартин и др.). Повышенные содержания этих минералов, а также касситерита, характерны для поровых систем, а вольфраматы, флюорита, пирита (обычно единственный в рудах сульфид железа) — для более «открытых» систем (трещин отрыва).

К этому типу провинций относятся, кроме Центрального Казахстана, Рудные горы, участки территории Монголии, подвергшиеся тектономагматической активизации, и др.

В провинциях *верхоянского типа* гранитная магма возникла за счет переплавления толщ алюмосиликатных терригенных пород и унаследовала набор не только петрогенных, но и рудных (Sn, Nb, Ta) элементов, накопленных при длительной осадочной дифференциации. Граниты менее кислые и менее лейкократовые, чем в провинциях центрально-казахстанского типа, биотитовые и двуслюдяные. Рудные тела — кварцевые жилы с вольфрамитом (реже с шеелитом) — сопровождаются мусковито-кварцевыми грейзенами, реже — турмалинизированными или альбитизированными породами. В них, помимо минералов В и Na, бывают обильны арсенопирит, пирротин (преобладающий над пиритом), иногда встречаются троилит, графит — индикаторы восстановительной среды рудоотложения. Вольфраматы часто ассоциируют с минералами Sn, содержат примесь Nb, Ta. Молибденит содержится в вольфрамовых рудах редко. В провинциях этого типа для вулканоплутоногенного оруденения в отличие от плутоногенного характерно обилие сульфосолей Pb и резкое возрастание роли Sn по отношению к W.

К этому типу металлогенических провинций относятся Боливийская, Бирманско-Малайская, Иберийская Мезетта и др.

В провинциях *южно-тяньшаньского типа* в отличие от рассмотренных кровля интрузивов представлена не силикатными, а карбонатными породами (известняки, доломиты), обычно хемогенными. Интрузивы рудоносных комплексов сложены гранитоидами пониженной кислотности и часто повышенной основности. Нагрев и перекристаллизация карбонатных пород вызывают, как известно, резкое возрастание их пластичности и проницаемости для растворов. Поэтому постмагматический процесс (за исключением вулканогенного) смещен в высокотемпературную область и начинается в анизотропной, специфической по составу экзоконтактовой среде со скарирования пород — преимущественно биметасоматического в контактах плутонических интрузивов — и главным образом инфильтрационного в связи с интрузивами вулканоплутонических комплексов. Происходит замещение карбонатов силикатами Ca и Fe большой плотности. Среди них имеются силикаты с разнообразными кристаллическими решетками — островного (гранаты, реже везувиан), ленточного (пироксены), поясного (амфиболы), а также каркасного (альбит, реже скаполит) типов. В отличие от провинций остальных типов здесь кольцевые силикаты в рудах отсутствуют. Указанный характер замещения приводит к накоплению свободной CO₂ в относительно закрытых системах, что способствует перекристаллизации минералов, повышению пористости пород. Минералы F, В, Sb, As, Sn, Nb, Ta в рудах вольфрама очень редки. Из сульфидов железа преобладает пирротин, из вольфрамов — не вольфрамит, как в провинциях иных типов, а шеелит (в более открытых системах — молибдошеелит).

К этому типу металлогенических провинций относятся Нурата-Алайская и Зеравшан-Каратюбинская структурно-формационные зоны Южного Тяньшаня, Калифорнийско-Невадский рудный пояс США и др.

Из изложенного видно, что каждому из четырех типов провинций соответствует не только специфический комплекс литологических формаций, но и особый тип вольфрамовой минерализации, отражающий металлогеническую специфику рудной провинции. Тип минерализации определяется набором рудных формаций, который, как и степень развития тех или иных осадочных, эффузивных и интрузивных формаций, обусловлен в конечном счете режимом предшествовавшего геотектонического развития. Сонахождение или переслаивание пород, контрастных по составу или физико-механическим свойствам (например, развитие интрузивно-вулканогенных поясов в регионах распространения карбонатных или глинисто-сланцевых пород), приводит к появлению металлогенической провинции переходного типа, к необычной форме проявления или аномальному сочетанию разнородных рудных формаций в

едином рудном поле, например, к образованию скарновых месторождений среди интрузивных или эффузивных пород (месторождения Джаур в Приморье, Чорух-Дайрон в Северном Таджикистане), к сочетанию грейзенового оруденения с сульфидно-касситеритовым (Шерловая гора в Восточном Забайкалье).

Месторождения одной формации, возникшие в металлогенических провинциях разных типов, различаются по составу руд и по условиям их образования. Поэтому в каждой формации, особенно в плутоногенной и вулканоплутоногенной, можно выделить до четырех формационных типов. Каждому типу провинций соответствуют определенные формационные типы (их может быть до трех), характеризующие особенности минерализации вольфрамовых месторождений независимо от формационной принадлежности рудоносных магматических комплексов. Каждый формационный тип по существу соответствует определенному подтипу металлогенической провинции.

ВЛИЯНИЕ НА ОРУДЕНЕНИЕ РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНИ ПРОНИЦАЕМОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СФЕРЕ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Минеральные типы месторождений вольфрама

Оруденение месторождений одного формационного типа (и одной субформации) может существенно различаться в зависимости от различий степени проницаемости¹ земной коры в сфере рудоотложения. Эти различия позволяют выделить минеральные типы месторождений. Например, в провинциях южно-тяньшаньского типа в скарновом силикатно-шеелитовом формационном типе можно наметить несколько минеральных типов месторождений (перечислены ниже в последовательности возрастания степени проницаемости): 1) пегматитовый с шеелитом (месторождение Ореана в США); 2) скарновый (безводносилкатный) с шеелитом (месторождение Ингичке в Средней Азии, Флэт-Ривер на Аляске); 3) кварц-шеелитовый в скарнах (месторождение Лянгар в Средней Азии); 4) кварц-шеелитовый с пирротинем в скарнах (месторождение Кинг-Айленд в Тасмании); 5) кварц-пирротин-шеелитовый в скарнах (месторождение Кабуты в Средней Азии). Намечается и еще один минеральный тип скарновых шеелитовых месторождений — кварц-карбонатно-шеелитовый, к которому можно отнести отдельные рудные тела месторождения Кумбель в Средней Азии. Это оруденение сформировано в наиболее «открытой» системе рудоотложения, что обусловлено локализацией рудного поля непосредственно в зоне одного из крупнейших глубинных разломов. Такая особенность локализации месторождения обусловила и специфику состава предшествующих оруденению скарнов: они содержат обильную первичную роговую обманку.

Таким образом, в пределах одного формационного типа некоторые черты минерального состава руд — содержание в них сульфидов, а также силикатов, содержащих воду (а в других типах провинций — силикатов, содержащих и другие летучие компоненты), — в определенной степени обусловлены степенью проницаемости земной коры в сфере рудоотложения. В целом же минеральный тип месторождений вольфрама является функцией на только упомянутого геологического фактора, но и многих других, главнейшие из которых рассмотрены в приведенных выше разделах этой статьи. В отдельных случаях выявляется соответствие минеральных типов месторождений их структурно-морфологическим типам (Повилайтис, 1974).

¹ Различия проницаемости земной коры определяются, как известно, физико-механическими свойствами, а также характером и степенью деформации вмещающих пород.

ГРУППЫ МИНЕРАЛЬНЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ВОЗНИКШИХ ПРИ СХОДНОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СФЕРЕ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Каждая вольфрамворудная формация включает ряд групп минеральных типов месторождений, возникших при сходной проницаемости земной коры в сфере рудоотложения. Как и отдельные минеральные типы, их группы можно расположить в порядке повышения степени «открытости» системы рудоотложения. Перечислим группы минеральных типов месторождений силикатно-вольфраматной формации в такой последовательности: пегматитовая с вольфрамидами, безводносиликатная вольфраматная, водно-фторосиликатная кварц-вольфраматная, водно-силикатная кварц-вольфраматная, кварц-вольфраматная с сульфидами Mo и Fe, кварц-сульфидно-вольфраматная.

Сульфидно-вольфраматная формация объединяет следующие группы минеральных типов месторождений: сульфидно-вольфраматную и сульфосольно-вольфраматную.

Наконец, в антимонит-вольфраматную формацию входят следующие группы¹ минеральных типов месторождений: теллуридно-вольфраматная, барит-вольфраматная, антимонит-вольфраматная.

Наибольшее число групп минеральных типов месторождений, таким образом, содержит силикатно-вольфраматная формация, отличающаяся максимальным температурным диапазоном образования локальных рудовмещающих структур и минеральных парагенезисов.

СИСТЕМАТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА

Установление различий вольфрамового оруденения, определяемых структурными условиями становления магматических комплексов, расположенных в геотектонических структурах, различающихся по режиму развития на сходных ступенях эволюции, позволяет перейти к систематизации месторождений на геотектонической и петрологической основе (см. таблицу).

Крупнейшей таксономической единицей предлагаемой систематики является рудная формация, наименьшей — минеральный тип месторождений. В трех главных горизонтальных графах последовательно сверху вниз располагаются вольфрамворудные формации: силикатно-вольфраматная (плутоногенная), сульфидно-вольфраматная (вулканоплутоногенная), антимонит-вольфраматная (вулканогенная). При выделении формаций учитывалась, как отмечено выше, зависимость минерального состава руд от структурных условий становления рудоносных магматических комплексов.

Четыре главные вертикальные графы таблицы соответствуют важнейшим типам металлогенических провинций, выделенным по господствующим в них осадочным или вулканогенным формациям — уральскому (формации офиолитового комплекса), центрально-казахстанскому (порфировая формация), верхоянскому (терригенные формации) и южно-тяньшаньскому (карбонатные формации). Эти провинции различаются по геотектоническим режимам развития подвижных зон, предшествовавшим рудоотложению. Провинции первого и второго типа отвечают эвгеосинклинальному геотектоническому режиму развития, провинции двух других типов — миогеосинклинальному.

В каждой вертикальной графе, соответствующей определенному типу провинций, слева последовательно сверху вниз расположены формационные типы месторождений, связанные с плутооническими, вулканоплутооническими и вулканическими магматическими комплексами, а спра-

¹ В группу объединены минеральные типы месторождений из разных типов металлогенических провинций.

ва — наименьшие таксономические единицы в пределах отдельных формационных типов — минеральные типы месторождений.

В крайней справа вертикальной графе расположены группы минеральных типов месторождений. Их последовательность (сверху вниз) отвечает возрастанию проницаемости земной коры в сфере рудоотложения, т. е. степени открытости систем.

Минеральные типы месторождений, оруденение которых возникло при сходной степени проницаемости земной коры в сфере рудоотложения, в пространственной и возрастной ассоциации с магматическими комплексами гранодиоритовой и гранитной формаций, различаются как по набору минералов в рудах, так и по характеру околорудного изменения вмещающих пород. В предлагаемой систематике наиболее принципиальные из этих различий отражены в формационных типах месторождений. Однако изредка оруденение, связанное с гранодиоритовыми или с гранитными комплексами, встречается в пределах одной металлогенической провинции. Различия этих руд иногда проявляются не столько в их минеральном составе, сколько в наборе элементов-примесей.

Например, в металлогенических провинциях южно-тяньшаньского типа в скарновых шеелитовых рудах месторождений, оруденение которых ассоциировано с гранитными, а не с гранодиоритовыми комплексами, иногда находятся оловосодержащий гранат и бериллий, содержащий везувиан. Такие различия месторождений в приводимой систематике не отражены; их можно, как уже делается в ряде работ, положить в основу выделения рудных семейств.

Есть и еще одно принципиальное различие некоторых месторождений, которое не нашло отражения в предлагаемой систематике. Известно, что состав кварц-жильного оруденения может зависеть не только от формационной принадлежности интрузивных комплексов, но и от неоднородности состава среды, в которой произошло рудоотложение. Это создает возможность дальнейшей детализации систематики и позволяет выделять шеелитовые разновидности минеральных типов месторождений в провинциях, где преобладают алюмосиликатные породы и вольфрамитовые разновидности минеральных типов в провинциях южно-тяньшаньского типа. Если аналогичные различия состава руд имеют место в пределах одного рудного поля, то такие руды следует относить к различным минеральным типам, а не к различным формациям, как это иногда делается.

В провинциях одного подтипа вольфрамовые руды месторождений одного минерального типа отлагались на сходных глубинах при близких термодинамических параметрах, а руды месторождений разных типов — при разных параметрах.

В заключение остановимся на факторах, определяющих интенсивность вольфрамового оруденения.

Е. П. Малиновским (1965) предложен так называемый принцип соответствия: «...В основу оценки перспектив кварцево-вольфрамитовых месторождений можно положить принцип необходимого соответствия ведущих структурных и минералого-геохимических особенностей этих месторождений. Иначе говоря, если основные структурные и генетические особенности данного месторождения отвечают требованиям предложенной классификации, то можно ожидать, что оно окажется крупным. Если же обнаружится несоответствие основных признаков (например, если высокотемпературная минерализация, связанная с грейзенами, проявлена в условиях интенсивного развития дорудных тектонических нарушений), то оценка такого объекта, скорее всего, будет неблагоприятной» (Малиновский, 1965, стр. 147).

Однако будет ошибочным в провинциях уральского типа искать или положительно оценивать месторождения вольфрама грейзенового типа;

| Рудные формации | Типы металлогенических провинций | | | | | | | Группа минеральных типов месторождений | |
|---|----------------------------------|---|---------------------------------|---|---------------------------------|--|---|--|---|
| | Уральский | | Центрально-Казахстанский | | Верхоянский | | Южно-Тяньшаньский | | |
| | Формационные типы месторождений | Минеральные типы месторождений и их примеры | Формационные типы месторождений | Минеральные типы месторождений и их примеры | Формационные типы месторождений | Минеральные типы месторождений и их примеры | Формационные типы месторождений | | Минеральные типы месторождений и их примеры |
| Силикатно-вольфрамовая (плутоногенная) | Кварц-гюбнеритовый | Кварц-гюбнеритовый с безводными силикатами, Карасьево (Урал) | Кварц-вольфрамитовый | Пегматитовый с вольфрамом, Монмэн (Франция) | Кварц-касситерит-вольфрамитовый | Пегматитовый с касситеритом и вольфрамом, Тинтон (США) | Скарновый силикатно-шеелитовый | Пегматитовый с шеелитом, Ореана (США) | Пегматитовая с вольфраматами |
| | | Кварц-гюбнеритовый с пиритом и сфалеритом, Юго-Коневское (Урал) | | Кварц-вольфрамитовый с безводными силикатами, Кент-Кник (Центральный Казахстан) | | Кварц-касситерит-вольфрамитовый с безводными силикатами, Большевик (Центральный Казахстан) | | Скарновый безводносилкатный с шеелитом, Ингичке (Средняя Азия) | |
| | | Кварц-гюбнеритовый с сульфидами свинца и цинка, Хемм (США) | | Грейзеновый вольфрамитовый с касситеритом (или молибденом), Центральное (Центральный Казахстан) | | Кварц-касситерит-вольфрамитовый, Комсомольское (Восточный Казахстан) | | | |
| | | | | Кварц-вольфрамитовый с касситеритом (или молибденом), Нура-Талды (Центральный Казахстан) | | Кварц-касситерит-вольфрамитовый с пирротином и арсенопиритом, Панашкейра (Португалия) | | Кварц-шеелитовый в скарнах, Лянгар (Средняя Азия) | |
| Сульфидно-вольфрамовая (вулканоплутоногенная) | Сульфидно-гюбнеритовый | Сульфидно-молибденит-гюбнеритовый, Булуктай (Западное Забайкалье) | Молибденит-гюбнеритовый | Кварц-вольфрамитовый с сульфидами Fe и Mo, Кара-Оба (Центральный Казахстан) | Сульфидно-вольфрамитовый | Кварц-касситерит-вольфрамитовый, Чикотэ (Боливия) | Скарновый молибденито-молибдошеелитовый | Кварц-пирротин-шеелитовый в скарнах, Кабуты (Средняя Азия) | Кварц-вольфрамитовая с сульфидами Mo и Fe |
| | | Сульфосолюно-молибденит-гюбнеритовый (Западное Забайкалье) | | Кварц-вольфрамитовый с сульфидами Zn и Pb, Штраасберг (ФРГ) | | Кварц-пирротин-вольфрамитовый, Чикотэ (Боливия) | | Кварц-пирротин-шеелитовый в скарнах, Кабуты (Средняя Азия) | |
| Антимонит-вольфрамовая (вулканогенная) | | | | | Антимонит-ферберитовый | Теллуридо-вольфрамитовый, Боулдер (США) | Антимонит-шеелитовый | Антимонит-шеелитовый, Атолия (США) | Кварц-сульфидно-вольфрамовая |
| | | | | | | Барито-шеелито-ферберитовый, Хулиана (Боливия) | | | Сульфидно-вольфрамовая |
| | | | | | | Антимонит-ферберитовый, Оплока (Боливия) | | | Сульфосолюно-вольфрамовая |
| | | | | | | | | | Теллуридо-вольфрамовая |
| | | | | | | | | | Барит-вольфрамовая |
| | | | | | | | | | Антимонит-вольфрамовая |

эти месторождения окажутся здесь самыми неперспективными, поскольку они не типичны для металлогенических провинций данного типа. То же можно сказать о скарновых месторождениях этих провинций или о грейзеновых месторождениях в провинциях южно-тяньшаньского типа.

В каждом типе металлогенических провинций могут быть обнаружены месторождения, не характерные для данного типа провинций. Важно отметить, что в каждой рудной провинции наиболее перспективны и крупны те месторождения, особенности оруденения которых соответствуют: а) типу и подтипу металлогенической провинции; б) структурному и формационному типам рудосопряженного магматического комплекса; в) структурному и структурно-морфологическому типам рудного тела. Более перспективно оруденение, связанное с массивами плутонических и вулканоплутонических комплексов, сформированных в условиях устойчивого воздымания территорий. Из них — те вольфрамитовые месторождения, которые расположены в интрагеоантиклинальных поднятиях, внутренних массивах ранней консолидации и которые представлены кварцевыми жилами, приуроченными к трещинам отрыва, реже — скальвания; из шеелитовых — штокверковые, возникшие в тех же, что и вольфрамитовые месторождения, геотектонических условиях, и скарновые, приуроченные к склонам антиклинорных поднятий и к грабен-синклиналям в пределах этих поднятий. В совокупности с предложенным Е. П. Малиновским (1965) «принципом соответствия» характера минерализации характеру дислокаций и степени развития рудолокализирующих структур изложенное позволяет ориентировочно оценивать масштабы оруденения конкретных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Волорович Г. П. Распространение вольфрамовых формаций в СССР.— Цветн. металлы, 1947, № 2.
- Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений Востока СССР. Автореф. докт. дисс. М., 1970.
- Кормилицын В. С., Строна П. А. Теоретические и практические аспекты двух основных направлений в учении о рудных формациях в приложении к металлогении и прогнозированию.— В сб. «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых». Л., 1971.
- Кучукова М. С., Исмаилов М. И., Рахмедов У. Эндогенные формации вольфрама.— В сб. «Эндогенные рудные формации Узбекистана», т. 1. Ташкент, изд-во «Фан», 1966.
- Левицкий О. Д. Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья.— В сб. Месторождения редких и малых металлов СССР, т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Лугов С. Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. Изд-во «Недра», 1965.
- Малиновский Е. П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. Изд-во «Наука», 1965.
- Матвеев В. Т. О вольфрамовом оруденении северо-востока СССР.— Геол. рудн. месторожд., 1959, № 2.
- Онтоев Д. О. Сульфидно-вольфрамовые рудные формации и их негенетические особенности.— В сб. «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений». Л., Изд-во ЛГУ, 1971.
- Повилайтис М. М. Особенности месторождений вольфрама в зависимости от типов металлогенических провинций.— В кн. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 4. Чита, изд-во филиала геогр. об-ва СССР, 1968.
- Повилайтис М. М. Зависимость состава вольфрамовых руд от геотектонического положения месторождения.— В сб. «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений». Л., Изд-во ЛГУ, 1971.
- Рундквист Д. В., Щеглов А. Д. Вольфрам.— В сб. «Геологическое строение СССР, т. 4. Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР». Изд-во «Недра», 1968.
- Смолянинов Н. А. Генетические типы вольфрамовых месторождений СССР.— ОНТИ НКТП, 1940.
- Тетяев М. М. К вопросу о классификации вольфрамовых месторождений.— Изв. Геолкома, 1918, 37, № 7—8.
- Тетяев М. М. Типы русских вольфрамовых руд и их взаимоотношение.— Материалы по общей и прикладной геологии, 1926, вып. 34.
- Щеглов А. Д. К вопросу о классификации вольфрамовых месторождений.— Труды ВСЕГЕИ, 1964, вып. 107.

О ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ СУЛЬФИДНО-ВОЛЬФРАМИТОВЫХ И СИЛИКАТНО-СУЛЬФИДНО-КАССИТЕРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Д. О. Онтоев

Вопрос о продолжительности формирования эндогенных месторождений в связи с проблемой прерывистости процессов рудообразования давно привлекает пристальное внимание исследователей рудных месторождений. Широкое внедрение в практику геологических работ методов абсолютной геохронологии в значительной мере способствовало установлению возраста магматических образований и связанной с ними эндогенной минерализации, помогло в расшифровке последовательности формирования разновозрастных минеральных образований в отдельных рудных провинциях, рудных районах и рудных узлах. За последние годы в литературе появились данные о формировании отдельных гидротермальных месторождений в течение достаточно длительного интервала времени, измеряемого многими десятками, даже сотнями миллионов лет (Rockley, 1964). В связи с рассматриваемым вопросом большой интерес представляют материалы о продолжительности формирования изученных автором месторождений Забайкалья.

Прежде, чем изложить фактические данные, необходимо остановиться на некоторых вопросах терминологии, касающихся временных соотношений эндогенной минерализации.

ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

А. Г. Бетехтин (1953, 1958), развивая идею С. С. Смирнова (1937) о прерывистом, пульсационном характере поступления рудоносных растворов в область рудоотложения, ввел понятия «этапы минерализации» и «стадии минерализации».

Под «этапами минерализации» им понимаются «периоды минерализации, хотя и связанные с одним и тем же магматическим источником, но отделенные друг от друга весьма значительным промежутком времени (магматический, пневматолитовый, гидротермальный этапы)» (1958, стр. 381). Вместе с тем он считал, что этапы минерализации необходимо выделять также и среди жильных гидротермальных месторождений. В последнем случае основным критерием выделения этапов минерализации служат внутриминерализационные дайки изверженных пород.

Стадии минерализации, по А. Г. Бетехтину, это — «периоды процесса минерализации, разделенные во времени относительно короткими интервалами, но протекающими в течение одного какого-либо этапа минерализации» (1958, стр. 334). В качестве надежных критериев выделения «стадий минерализации» им указывалось: 1) пересечение ранних минеральных отложений жилами и прожилками новой стадии минерализации, отличающимися по составу и прослеживающимися в забоях горных выработок на разных горизонтах месторождения; 2) брекчирование ранее отложенных руд, обломки которых сцементированы мине-

Таблица 1

Градации геологического времени эндогенной минерализации

| Периоды эндогенной минерализации | Проявление тектоники и магматизма | Продолжительность (условно) |
|---|--|---|
| Эпоха минерализации (синонимы: металлогеническая эпоха, цикл минерализации) Этап минерализации | Тектоно-магматический цикл Формирование одного магматического комплекса в связи с развитием тектонических и метаморфических процессов | Сотни и десятки миллионов лет Первые десятки (10—30) миллионов лет |
| Стадия минерализации | Становление конкретного магматического тела, внутриминерализационные дайки и межстадийные тектонические деформации | Первые (1—3) миллионы и сотни тысяч лет |
| Степень минерализации (синоним: ритм минерализации) | Внутростадийные тектонические подвижки | Десятки и первые тысячи лет |

ральными массами, выпавшими из позднее поступивших растворов в связи с возобновлением тектонических подвижек.

За истекшее время существенно изменились взгляды исследователей рудных месторождений в отношении смысла и содержания терминов «этап минерализации» и «стадия минерализации», а также критериев их выделения. Некоторые исследователи (Петровская, 1965; Щеглов, 1965; Рундквист, 1965; Кигай, 1963, 1966; Григорчук, 1965) отмечали неточность прежней формулировки этих понятий и недостаточность критериев их выделения.

Вместе с тем в геологической литературе (Обзор геологических понятий и терминов..., 1963) имеются следующие понятия и термины, относящиеся к временным соотношениям эндогенной минерализации: металлогеническая эпоха, этап эндогенного оруденения металлогенической эпохи, фаза рудообразования, этап минерализации, стадия минерализации. Здесь нельзя признать удачным наличие двух почти сходных терминов — «этап эндогенного оруденения» и «этап минерализации». Употребление термина «фаза рудообразования» нежелательно, на что обращал внимание еще А. Н. Заварицкий (1947), ибо слово «фаза» отражает определенное понятие в химии и физико-химии. Однако в петрологии термин «интрузивная фаза» широко укоренился.

М. А. Фаворская (1969) рекомендует следующие понятия: эпоха оруденения, фаза оруденения, этап оруденения, стадия оруденения. Здесь, как и в предыдущем случае, представляется излишним термин «фаза оруденения». Так как процесс оруденения (или рудообразования) является частью более общей эндогенной минерализации, то в терминах, характеризующих временное понятие, следовало бы употреблять слово «минерализации» вместо слов «оруденения» или «рудообразования». Так, наряду с термином «металлогеническая эпоха» как синоним можно рекомендовать термин «эпоха минерализации», а вместо терминов «этап оруденения» и «стадия оруденения» — термины «этап минерализации» и «стадия минерализации».

По степени продолжительности эндогенной минерализации в связи с процессами тектоники и магматизма с учетом имеющихся в литературе предложений (Петровская, 1965; Котляр, 1966; Рундквист, 1965; Смирнов, 1968; Фаворская, 1969) может быть намечена следующая градация понятий, относящихся к временным соотношениям эндогенной минерализации) (табл. 1).

В соответствии с указанной градацией под эпохой минерализации автор понимает период разнообразной эндогенной минерализации, связанный с проявлением нескольких разновозрастных магматических комплексов в течение одного тектоно-магматического цикла. Продолжи-

Таблица 2

Важнейшие критерии выделения стадии минерализации в редкометалльных месторождениях Забайкалья

| Группы критериев | Отдельные критерии | Относительная роль критериев | Степень распространенности критериев | Примеры месторождений |
|-------------------------------|---|-----------------------------------|--------------------------------------|---|
| I. Магматические | 1. Внутриминерализационные (внутрирудные) дайки и тела изверженных пород | Очень большая | Относительно редкая | Джида |
| II. Геологоструктурные | 2. Изменения структурных условий формирования месторождений и рудных тел 3. Пересечения ранних жил поздними на всей площади рудного поля и на значительную глубину, иногда сопровождаемые брекчированием ранних минеральных комплексов и цементацией их обломков минералами поздней стадии | То же Большая | Средняя Большая | Джида, Бом-Горхон, Букука, Шерловая гора Джида, Букука, Шерловая гора, Хапчеранга, Бом-Горхон |
| III. Минералого-геохимические | 4. Последовательность в образовании характерных фацциально изменчивых минеральных ассоциаций, слагающих рудные тела; нередко отмечается циклическое изменение минерального состава 5. Особенности околорудных изменений вмещающих пород, либо характерные для каждой стадии, либо повторяющиеся в те или иные стадии, либо характеризующиеся сменой одного типа изменения другим 6. Свойственные для каждой стадии главные, второстепенные, редкие и рассеянные элементы, либо образующие типоморфные минералы, либо входящие в качестве примесей в состав других минералов | Очень большая То же Средняя | » Очень большая Ограниченная | Все изученные месторождения Джида, Бом-Горхон, Букука, Хапчеранга Джида, Букука, Хапчеранга |
| IV. Физико-химические | 7. Циклические изменения кислотности—щелочности растворов по характеру смены минеральных ассоциаций в жилах и околорудных метасоматитах 8. Закономерно повторяющиеся изменения плотности растворов, состава газовой фазы и температуры гомогенизации газовой-жидких включений в минералах | Большая » | » » | Джида, Букука Джида, Бом-Горхон, Хапчеранга |

тельность эпохи минерализации оценивается в сотни миллионов и многие десятки миллионов лет.

Этап минерализации — как часть эпохи минерализации — это период геологического времени, в течение которого образуется разновозрастная эндогенная минерализация, связанная с формированием одного магматического комплекса. Этапы минерализации выделяются по данным геологических и геохронологических датировок пород и минеральных образований, по различию магматических комплексов, с которыми они связаны, а также по характеру проявления разрывной тектоники и метаморфизма пород. Продолжительность этапа минерализации оценивается в первые десятки (10—30) миллионов лет.

Стадия минерализации — это период эндогенного минералообразования, в течение которого происходит образование определенных минеральных ассоциаций, слагающих рудные тела и околорудные метасоматиты, при участии одного и того же потока гидротермальных растворов. Продолжительность стадий минерализации оценивается в первые (1—3) миллионы или сотни тысяч лет.

Выделение стадий минерализации при формировании месторождений представляет сложную задачу. Некоторые старые критерии, в частности структурные, оказываются недостаточными, а данные абсолютной геохронологии при современной точности анализа для этой цели не приме-

Таблица 3

Стадии минерализации, абсолютный возраст рудоносных гранитов и рудных образований некоторых месторождений Забайкалья

| Стадия минерализации | Основные ассоциации минералов | Околорудные изменения | Абсолютный возраст | | Литературный источник |
|---|--|--|--------------------|----------|--------------------------|
| | | | порода или минерал | млн. лет | |
| <i>Месторождения Джидинского рудного поля</i> | | | | | |
| Биотитовый гранит Гуджирского массива | | | Биотит | 145 ± 5 | Афанасьев, 1964 |
| Дорудная полевошпатовая | <i>Кв, Кпш, Алб</i> | Микроклинизация и альбитизация | | | |
| Молибденитовая | Внедрение даек микрогранитов и аплитов I фазы | | | | |
| | <i>Мкр, Кв, Млд, Фл, Пи, Сф</i> | Микроклинизация II и грейзенизация I | Мусковит I | 139 ± 7 | Данные автора |
| | | | Мусковит I | 147 ± 8 | Повилайтис, 1966 |
| Сульфовисмутит-гюбнеритовая | Внедрение даек гранит-порфиров и аплитов II фазы, внедрение даек сиенит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров | | | | |
| | <i>Кв, Мкр III, Гб, Му, Пи, Фл, Айк, Сф</i> | Микроклинизация III и грейзенизация II | Мусковит II | 130 ± 7 | Данные автора |
| | | | | 127 ± 7 | То же |
| Кварц-сульфидно-гюбнеритовая | <i>Кв, Гб, Му, Фл, Пи, Сф, Хп, Гал, Бл и др.</i> | Грейзенизация III (окварцевание) | Мусковит III | 144 ± 8 | Повилайтис, 1966 |
| | | | Серицит | 145 ± 7 | Данные автора |
| | | | Мусковит III | 136 ± 5 | То же |
| Халцедоновидного кварца | <i>Кв, Фл, Ка, Пи</i> | Аргиллизация | — | 145 ± 6 | Повилайтис, 1966 |
| <i>Месторождения Бом-Горхонского рудного поля</i> | | | | | |
| Порфировидный биотитовый гранит I фазы | | | Биотит | 175 ± 5 | Данные автора |
| Пегматитовый шпир среди гранитов I фазы | | | Микроклин | 175 ± 5 | То же |
| Средне- и мелкозернистый лейкократовый гранит II фазы | | | Биотит | 156 ± 5 | » |
| Дорудная полевошпатовая | <i>Кв, Кпш, Алб, Би</i> | Микроклинизация I | Микроклин | 164 ± 6 | Данные автора |
| Молибденитовая | <i>Кв, Кпш, Му, Млд, Фл, Пи</i> | Микроклинизация II и грейзенизация | Мусковит | 163 ± 6 | То же |
| Кварц-сульфовисмутит-гюбнеритовая | <i>Кв, Гб, Висм, Коз, Пи, Сф, Хп, Фл</i> | Грейзенизация II | Мусковит | 163 ± 6 | » |
| | | | Серицит | 160 ± 6 | » |
| <i>Букукинское и Белухинское месторождения</i> | | | | | |
| Гранодиорит Букуки | | | Биотит | 150 ± 5 | Полевая, Чернова, 1960 |
| Биотитовый гранит Белухи | | | Биотит | 155 ± 5 | То же |
| Грейзеновая | <i>Кв, Му, Фл, Кс, Млд</i> | Площадная грейзенизация I на Белухе | Мусковит | 164 ± 8 | Константинов и др., 1971 |

| | | | | | |
|--|--|---------------------------------|-------------------------------------|-------|--------------------------|
| Кварц-сульфовисмутит-вольфрамитовая | <i>Кв, Вольф, Пи, Висм, Коз, Лил, Прт, Хл, Сф</i> | Грейзенизация II | Мусковит (Букука) | 141±5 | Данные автора |
| | | | » | 137±5 | То же |
| | | | Мусковит (Белуха) | 151±6 | » |
| Кварц-сульфидно-гюбнеритовая | <i>Кв, Вольф, Пи, Сфл, Гал</i> | Грейзенизация III | То же | 131±6 | Константинов и др., 1971 |
| Стадия халцедоновидного кварца | <i>Кв, Фл, Ка, Пи</i> | Аргиллизация | — | — | — |
| <i>Месторождения Хапчерангинского рудного поля</i> | | | | | |
| Биотитовый гранит Хапчерангинского массива (Харалгинский комплекс) | | | Валовые пробы | 165±5 | Тихомиров, 1960 |
| Дайка порфирита, контактово-метаморфизованная около гранитного массива | | | То же | 163±5 | Данные автора |
| Дорудная биотит-полевошпатовая | <i>Кпи, Алб, Би</i> | Микроклинизация I | Микроклин I | 168±5 | То же |
| Грейзеновая | <i>Кв, Топ, Му, Фл, Ферб, Сдр, Млд, Сф, Кс, Хл</i> | Альбитизация | Биотит | 171±6 | » |
| | | Грейзенизация I | Мусковит | 164±6 | » |
| | | | » | 170±7 | Константинов и др., 1971 |
| Марматит-касситерит-арсенопиритовая | <i>Кв, Арс, Кс, Сф, Прт, Фл, Адл</i> | Окварцевание (грейзенизация II) | » | 165±5 | То же |
| | | | Адуляр | 164±5 | Данные автора |
| | | | » | 154±6 | То же |
| Касситерит-сульфидно-хлоритовая | <i>Кв, Кс, Хл, Сфл, Прт, Пи</i> | Хлоритизация | Калиевый полевой шпат | 148±5 | Константинов и др., 1971 |
| Галенит-сфалерит-карбонатная | <i>Сфл, Гал, Ка, Хл, Бл, Рдх</i> | Карбонатизация | — | — | — |
| <i>Месторождения Шерловогорского рудного поля</i> | | | | | |
| Порфиroidный гранит I фазы Адун-Чолонского массива | | | Биотит | 148±6 | Аристов, 1965 |
| Мелкозернистый гранит II фазы Адун-Чолонского массива | | | » | 149±6 | То же |
| Грейзеновая | <i>Кв, Топ, Леп, Сдр, Фл, Тур, Кс, Ферб</i> | Грейзенизация | Лепидолит | 150±7 | Данные автора |
| | | | Мусковит | 152±7 | То же |
| | | | Сидерофиллит | 154±6 | » |
| | | | Темная слюда | 154±6 | Константинов и др., 1971 |
| Арсенопирит-касситерит-турмалиновая | <i>Кв, Тур, Кс, Арс, Пи, Сф</i> | Турмалинизация | Мусковит | 147±5 | То же |
| Касситерит-сульфидно-хлоритовая | <i>Кв, Хл, Кс, Сфл, Прт, Пи, Хл</i> | Хлоритизация | — | — | — |
| Галенит-сфалерит-карбонатная | <i>Ка, Сер, Сфл, Гал, Хл, Бл</i> | Серицитизация | — | — | — |
| | | Карбонатизация | Серицитизированный кварцевый порфир | 153±6 | Данные автора |
| | | | То же | 145±8 | Константинов и др., 1971 |

Примечание. *Кв* — кварц, *Кпи* — калиевый полевой шпат, *Алб* — альбит, *Мкр* — микроклин, *Млд* — молибденит, *Фл* — флюорит, *Пи* — пирит, *Сфл* — сфалерит, *Би* — биотит, *Му* — мусковит, *Леп* — лепидолит, *Гб* — гюбнерит, *Айк* — айкнит, *Гал* — галенит, *Хл* — халькопирит, *Бл* — блеклая руда, *Ка* — кальцит, *Висм* — висмутин, *Коз* — козалит, *Кс* — касситерит, *Вольф* — вольфрамит, *Лил* — лиллианит, *Прт* — пирротин, *Топ* — топаз, *Ферб* — ферберит, *Сдр* — сидерофиллит, *Арс* — арсенопирит, *Адл* — адуляр, *Хл* — хлорит, *Рдх* — родохрозит, *Тур* — турмалин, *Сер* — серицит

нимы. Наиболее достоверным является использование различных групп критериев в их тесном сочетании.

Более дробный интервал времени как часть стадии минерализации, в течение которой образуется одна или несколько парагенетических минеральных ассоциаций, определяется как ступень минерализации (синоним: ритм минерализации).

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

При выделении стадий минерализации сульфидно-вольфрамитовых (Джидинское, Букуинское, Белухинское, Бом-Горхонское) и силикатно-сульфидно-касситеритовых (Хапчалангинское, Шерловогорское) месторождений использовались следующие группы критериев: I — магматические, в частности присутствие внутриминерализационных даек, II — геологоструктурные, III — минералого-геохимические, IV — физико-химические (табл. 2). Конкретные примеры использования указанных групп и отдельных критериев при анализе стадийности формирования рассматриваемых месторождений приведены в ряде работ автора (Онтов, 1969, 1973).

Данные о стадиях минерализации, а также определения абсолютно возраста рудоносных гранитов и минеральных образований изученных автором месторождений сведены в табл. 3. Все определения возраста пород и минералов калий-аргоновым методом выполнены в лаборатории абсолютного возраста геологических формаций ИГЕМ АН СССР И. В. Борисевич и М. М. Аракелянц под руководством Л. Л. Шанина. Кроме того, использованы некоторые имеющиеся в литературе данные о возрасте рудных образований.

Рассмотрим более подробно данные о возрасте отдельных стадий минерализации применительно к конкретным месторождениям.

Месторождения Джидинского рудного поля пространственно и генетически связаны с гуджирским массивом биотитовых гранитов, возраст которых определяется как 145 ± 5 млн. лет (Афанасьев, 1964). В пределах рудного поля проявлены следующие стадии минерализации: дорудная полевошпатовая, молибденитовая, сульфовисмутит-гюбнеритовая, кварц-сульфидно-гюбнеритовая, стадия халцедоновидного кварца.

Возраст выделенных стадий минерализации укладывается в достаточно узкий интервал времени: 136 ± 5 — 147 ± 8 млн. лет, т. е. очень близок к возрасту рудоносного гранита (поздняя юра). Исключение составляют две пробы мусковита, которые показали возраст 127 — 130 ± 7 млн. лет, т. е. несколько меньше, чем остальные пробы. Эти две пробы мусковита относятся к сульфовисмутит-гюбнеритовой стадии, предшествующей кварц-сульфидно-гюбнеритовой, возраст которой находится в пределах 136 — 145 ± 6 млн. лет.

В целом же одновременные стадии минерализации, проявленные на площади Джидинского рудного поля, оказываются достаточно близкими по абсолютному возрасту. Такую разновозрастную минерализацию можно рассматривать как проявление одного этапа минерализации, связанного с рудоносным гуджирским комплексом гранитов.

Бом-Горхонское рудное поле расположено в юго-западной части одноименного гранитного массива, формирование которого происходило в две интрузивные фазы: крупнозернистые порфировидные граниты I фазы, возраст которых оценивается в 175 ± 5 млн. лет, и лейкократовые мелко- и среднезернистые граниты II фазы, возраст которых условно определяется в 156 ± 6 млн. лет. Оруденение генетически связывается с лейкократовыми гранитами II фазы. На площади рудного поля проявлены следующие стадии минерализации: дорудная полевошпатовая, молибденитовая, кварц-сульфовисмутит-гюбнеритовая. Возраст указанных

стадий минерализации определяется в пределах довольно узкого интервала времени: $160-164 \pm 6$ млн. лет (средняя юра), что несколько древнее возраста гранитов II фазы. Между тем молибденитовая и более поздняя кварц-сульфовисмутит-гюбнеритовая стадии образовались после гранитов II фазы. В связи с этим возникает сомнение в достоверности определения возраста гранитов II фазы и необходимость его уточнения.

Букукинское и Белухинское месторождения. Возраст биотитовых гранитов Белухи и гранодиоритов Букуки, относящихся к кукульбейскому интрузивному комплексу, оценивается в $150-155 \pm 5$ млн. лет (Полевая, Чернова, 1960). Оруденение пространственно и генетически связано с гранитоидами этого комплекса. В пределах этих месторождений проявлены следующие стадии минерализации: грейзеновая (наиболее четко развита на Белухе), кварц-сульфовисмутит-вольфрамитовая, кварц-сульфидно-гюбнеритовая (только на Букуке), стадия халцедоно-видного кварца.

Возраст грейзеновой стадии на Белухе, по данным одного определения по мусковиту, оценивается в 164 ± 8 млн. лет (Константинов и др., 1971), т. е. несколько древнее возраста гранитов, в которых залегает грейзеновое тело. Видимо, эти данные ошибочны и требуют в дальнейшем уточнения.

Возраст кварц-сульфовисмутит-вольфрамитовой стадии, по данным четырех определений, колеблется в пределах $131-151 \pm 6$ млн. лет, в среднем составляет 140 ± 6 млн. лет, что близко к возрасту гранитоидов (поздняя юра). Видимо, нет оснований говорить о проявлении на Белухе двух разновозрастных этапов минерализации по единичным определениям возраста слюд (Константинов и др., 1971).

Месторождения Хапчерангинского рудного поля. Возраст биотитового гранита Хапчерангинского массива (харалгинский комплекс), с которым пространственно и генетически связаны месторождения рудного поля, определен в 165 ± 5 млн. лет (Тихомиров, 1960), что подтверждается также нашими данными о возрасте контактового метаморфизма дайки порфиритов (163 ± 5 млн. лет). В пределах рудного поля проявлены следующие стадии минерализации: дорудная биотит-полевошпатовая, грейзеновая, марматит-касситерит-арсенопиритовая, касситерит-сульфидно-хлоритовая, галенит-сфалерит-карбонатная.

Возраст первых двух стадий минерализации ($164-171 \pm 6$ млн. лет по пяти определениям) достаточно близок к возрасту хапчерангинских гранитов (средняя юра).

Возраст марматит-касситерит-арсенопиритовой стадии определен по адуляру из кварц-адуляр-флюоритовых жил и прожилков, секущих марматит-касситерит-арсенопиритные образования, обломки которых сцементированы агрегатом кварца, адуляра и флюорита. Возраст адуляра по трем определениям дает заметный разброс от 164 ± 5 до 148 ± 5 , в среднем 155 ± 5 млн. лет. Таким образом, верхняя возрастная граница этой стадии также определяется как средняя юра.

Некоторые исследователи (Биндеман, 1971; Константинов и др., 1967) проводят полную возрастную аналогию между касситерит-сульфидно-хлоритовыми жилами Хапчеранги и жилами Харатуйского месторождения. Возраст последнего ими определяется как позднеюрский, так как рудные тела этого месторождения пересекают субвулканические тела кварцевых порфиров верхней юры. На этом основании указанные авторы считают, что в пределах Хапчерангинского месторождения проявлены по крайней мере два разновозрастных этапа минерализации — среднеюрский и позднеюрский. Между тем едва ли существует полная аналогия между этими месторождениями. По геологическим условиям формирования Харатуйское месторождение — типичное близповерхностное, возникшее в условиях малых глубин; отсутствуют здесь высокотемпературные грейзеновые и касситерит-марматит-арсенопиритовые руд-

ные тела, столь характерные для Хапчеранги. Учитывая это обстоятельство, а также то, что поздние адулярсодержащие кварц-флюоритовые жилы среднеюрского возраста пересекают сульфидные жилы Хапчеранги, нет оснований относить поздние стадии минерализации Хапчеранги к позднеюрскому этапу минерализации. Таким образом, вся эндогенная минерализация Хапчерангинского рудного поля, последовательно проявленная в виде различных стадий минерализации, относится к одному среднеюрскому этапу и связана с гранитами харалгинского комплекса.

Месторождения Шерловогорского рудного поля. Граниты Шерловогорского штока, с которыми предполагается пространственная и генетическая связь месторождений рудного поля, интенсивно изменены, и первичный биотит в них почти не сохранился. По геологическим данным (Аристов, 1965), граниты Шерловой горы одновозрастны с Адун-Чолонским гранитным массивом; их возраст определен в $148-149 \pm 6$ млн. лет. Субинтрузивные тела кварцевых порфиров, развитые на Шерловой горе и относящиеся к позднеюрским образованиям, оказываются более древними, чем граниты Шерловой горы, ибо они подвергнуты контактовому метаморфизму под воздействием этих гранитов.

В пределах Шерловогорского рудного поля проявлены следующие стадии минерализации: грейзеновая, арсенопирит-касситерит-турмалиновая, касситерит-сульфидно-хлоритовая, галенит-сфалерит-карбонатная. Возраст грейзеновой стадии, по данным пяти определений, оценивается как $147-154 \pm 6$ млн. лет, в среднем 151 ± 6 млн. лет, а наиболее поздней — галенит-сфалерит-карбонатной — стадии — $145-153 \pm 7$ млн. лет. Эти данные очень близки к значениям возраста гранитов Адун-Чолона и Шерловой горы (поздняя юра).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ приведенных данных позволяет сделать некоторые выводы:

1. Сульфидно-вольфрамитовые и силикатно-сульфидно-касситеритовые месторождения Забайкалья характеризуются многостадийным формированием, отражающим в целом прерывистый процесс рудообразования в связи с эволюцией во времени (в очаге) состава постмагматических растворов.

2. Абсолютный возраст минеральных образований различных стадий достаточно близок к возрасту рудоносных гранитных массивов, с которыми пространственно и генетически связаны сами месторождения.

3. Методами абсолютной геохронологии пока не представляется возможным различать отдельные стадии минерализации по их возрасту. Отклонения в значениях возраста последовательных стадий минерализации обычно находятся в пределах точности ($\pm 5-7$ млн. лет для мезозоя) анализа.

4. Каждое из изученных сульфидно-вольфрамитовых и силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений, несмотря на их сложное многостадийное образование, сформировалось в течение одного какого-либо этапа минерализации в связи с проявлением определенного интрузивного комплекса, в частности гранитоидов. Продолжительность одного этапа минерализации для забайкальских месторождений не превышает $10-15$ млн. лет. Однако в пределах отдельных рудных районов и рудных узлов не исключена возможность проявления эндогенной минерализации различных этапов в связи с разновозрастным магматизмом.

5. Устанавливаются две возрастные группы рассматриваемых месторождений Забайкалья:

а) месторождения среднеюрского этапа минерализации — Бом-Горхонское ($175-160$ млн. лет) и Хапчерангинское ($165-155$ млн. лет), расположенные преимущественно в Центральном Забайкалье;

б) месторождения позднеюрского этапа минерализации — Джидинское (145—130 млн. лет), Букуинское и Белухинское (150—135 млн. лет) и Шерловогорское (150—145 млн. лет).

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Л. М.* О металлогенической специализации мезозойских гранитов бассейна р. Джиды.— В кн. «Металлогеническая специализация магматических комплексов». Изд-во «Недра», 1964.
- Бетехтин А. Г.* О генетической связи гидротермальных месторождений с интрузивами.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Бетехтин А. Г.* О стадиях минерализации в эндогенных рудных месторождениях.— В кн. «Текстуры и структуры руд». Изд-во АН СССР, 1958.
- Биндеман Н. Н.* О связях рудных формаций с комплексами магматических пород в Любавинско-Хапчерангинском рудном районе Центрального Забайкалья.— Изв. высших уч. зав., серия геол., и разведка, 1971, № 8.
- Григорчук Г. Ю.* О стадиях минерализации.— Мин. сб. Львовск. ун-та, 1965, вып. 2, № 19.
- Заварицкий А. Н.* Заметки о геологической терминологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 2.
- Кигаи И. Н.* Лифудзинское месторождение как пример совмещения моно- и полиасцендентной зональности.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, Изд-во Чехословацкой Академии наук, 1963.
- Кигаи И. Н.* О пульсационной теории, стадии гидротермального минералообразования и зональности оруденения.— В сб. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». Изд-во «Наука», 1966.
- Константинов Р. М., Томсон И. Н., Чеглоков С. В., Хомич С. В., Андреева М. Г.* Особенности зональности оруденения в некоторых рудных узлах Восточного Забайкалья.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 3.
- Константинов Р. М., Томсон И. Н., Полякова О. П.* Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья.— В кн. «Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР». Изд-во «Наука», 1971.
- Котляр В. Н.* О длительности формирования послемагматических месторождений разной глубинности.— В кн. «Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока». Изд-во «Наука», 1966.
- Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении.* Под ред. Е. Т. Шаталова. Изд-во АН СССР, 1963.
- Онтоев Д. О.* Особенности околорудных изменений вмещающих пород в связи со стадийностью минерализации и зональностью оруденения Джидинского рудного поля.— В кн. «Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР». Изд-во «Наука», 1969.
- Онтоев Д. О.* О критериях стадийности минерализации при формировании сульфидно-редкометалльных месторождений (на примере Забайкалья).— В кн. «Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений СССР». Изд-во ЛГУ, 1973.
- Петровская Н. В.* О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 1.
- Полевая Н. И., Чернова Н. Н.* Возраст пород Забайкалья по данным аргонового метода.— Труды VI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд-во АН СССР, 1960.
- Повилайтис М. М.* Новые данные о возрасте Джидинского молибден-вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье).— Докл. АН СССР, серия геол., 1966, 166, № 9.
- Рундквист Д. В.* О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил и прожилков грейзеновых месторождений.— Записки Всес. мин. об-ва, 1965, ч. 94, вып. 1.
- Смирнов В. И.* Месторождения полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1968.
- Смирнов С. С.* К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 6.
- Тихомиров Н. И.* Особенности забайкальских месторождений касситеритово-сульфидной формации и связь их с магматической деятельностью.— Сов. геология, 1960, № 7.
- Фаворская М. А.* Некоторые аспекты проблемы связи оруденения с магматизмом.— В кн. «Связь магматизма и эндогенной металлогении с блоковой тектоникой». Изд-во «Наука», 1969.
- Щеглов А. Д.* Стадии минерализации и зональность.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. II, изд-во Чехословацкой Академии наук, 1965.
- Pockley R. P. C.* Four new uranium — lead ages from Cornwall.— Min. Mag., 1964, 33.

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ РУДООТЛОЖЕНИЯ В СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ И КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Т. Н. Шадлун, М. Г. Добровольская

Изучение минеральных парагенезисов и последовательности их отложения является одним из важных вопросов при исследовании руд, закономерностей и условий их формирования.

За последнее время в литературе появилось много работ, рассматривающих минеральные парагенезисы и стадийность минералообразования (Коржинский, 1957; Жариков, 1968; Кигай, 1963, 1966; Петровская, 1965, 1967; Sadlun, 1968; Григорчук, 1970; Иванов, 1972). Тем не менее до сих пор не выработано четких критериев, по которым следовало бы выделять парагенетические ассоциации минералов, последовательно образующиеся в рудах различного типа, а само понятие «парагенезис» остается дискуссионным. Трактовка парагенетических ассоциаций как сообществ синхронно возникающих и равновесных минералов Д. С. Коржинского (1957) трудно применима к рудам, так как в последних строго равновесные соотношения чрезвычайно редки.

Поэтому прежде, чем перейти к рассмотрению критериев выделения парагенезисов, необходимо дать понятие «минеральный парагенезис» применительно к рудоотложению.

О ПОНЯТИИ «МИНЕРАЛЬНАЯ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ»

Вопрос о понятии «минеральный парагенезис», или «минеральная парагенетическая ассоциация», имеет большую историю. Неоднократно он обсуждался многими учеными. Наиболее полно история этого вопроса освещена в работе Н. В. Петровской (1967), которая показала развитие понятия учеными различных стран. Авторы придерживаются того понятия «парагенетическая минеральная ассоциация» (или «парагенезис минералов»), которое было сформулировано А. Г. Бетехтиным (1949) как группа совместно образованных минералов, возникших в результате кристаллизации данного раствора или вследствие химической реакции растворов с ранее образовавшимися минеральными массами или в результате изменения внешних факторов равновесия физико-химических систем.

Основываясь на представлениях А. Г. Бетехтина (1949, 1951) и других ученых, Н. В. Петровская (1965, 1967) развивает понятие о минеральной парагенетической ассоциации как отражении ступени равновесия в пределах одной стадии процесса минералообразования, считая парагенетическую ассоциацию элементарной ячейкой в общей систематике минеральных сообществ.

Минеральный парагенезис, по мнению Н. В. Петровской, образуют минералы, отложившиеся из одних и тех же растворов в определенных пределах изменений термодинамических условий при подчинении законам минеральных равновесий. При этом кристаллизация может быть одновременной или последовательной, а в последнем случае — с частич-

ным перекрыванием периодов образования минералов. Этот подмеченный Н. В. Петровской факт имеет существенное значение при установлении критериев последовательного отложения рудных комплексов. Авторы полностью согласны с Н. В. Петровской, которая рассматривает в качестве показателей равновесных взаимоотношений минералов структуры их страстаний, лишённые признаков сколько-нибудь интенсивной коррозии и замещения одного минерала другим. И, наоборот, признаки регенерации корродированных зерен могут служить критериями нарушения равновесных отношений минералов. Все эти представления были высказаны и развиты на международном коллоквиуме по проблеме минеральных парагенезисов во Фрайберге (ГДР), на котором также были строго разграничены понятия «парагенезис», «минеральная ассоциация» и «минеральный парагенезис» (О международном коллоквиуме... 1967). Принятую на коллоквиуме формулировку минерального парагенезиса как минеральной ассоциации, которая возникла закономерно в течение процесса, строго ограниченного определенным отрезком времени, пространством и физико-химическими условиями, нельзя считать окончательной и достаточно четкой.

Ниже на примере соотношений различных минеральных ассоциаций в некоторых группах месторождений, исходя из изложенных выше достаточно близких по смыслу трактовок понятия «парагенетическая минеральная ассоциация», рассмотрим основные критерии их выделения.

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Выделение парагенетических минеральных ассоциаций, как следует из работ А. Г. Бетехтина и его последователей, определяется главным образом текстурно-структурными соотношениями минеральных агрегатов, по которым можно судить об их разновозрастности. Основные критерии выделения минеральных парагенезисов, одновременно образующиеся из рудных растворов, могут быть следующими:

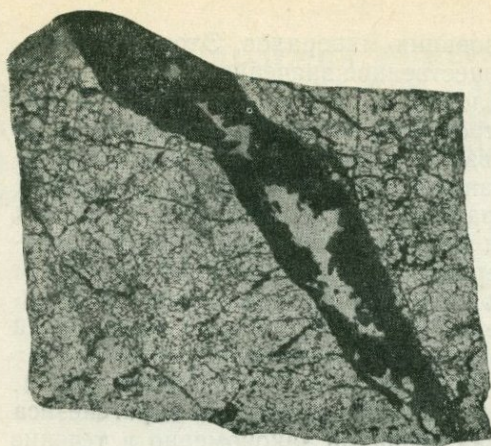
1. Наличие секущих соотношений различных или близких по составу минеральных агрегатов.

2. Резкая пространственная обособленность различных по составу минеральных агрегатов, связанная с приуроченностью их к различным тектоническим трещинам или к определенным частям рудных тел (к зальбандам, висячему или лежащему боку, центральным частям рудных тел и т. д.) без видимых признаков пересечения.

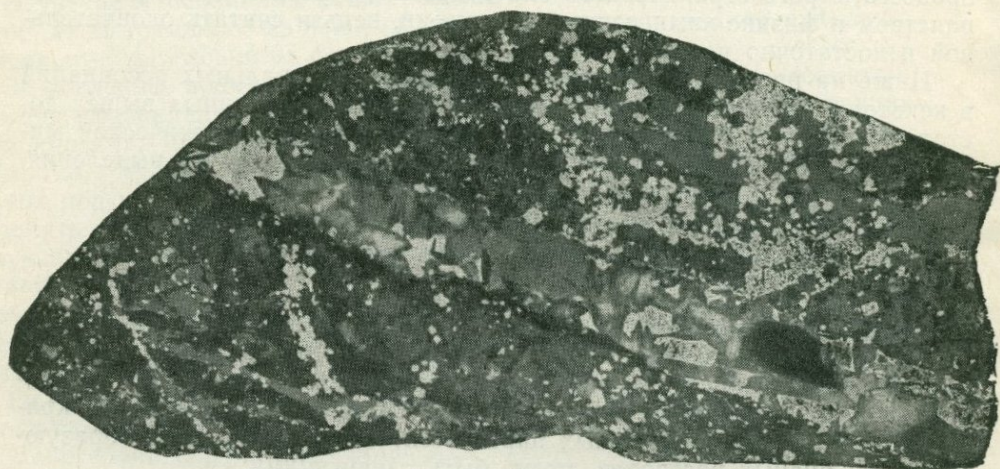
3. Резкие различия в минеральном составе определенных рудных комплексов, например присутствие окисных, сульфидных или сульфосольных соединений. При этом, однако, возможны случаи, когда в одном парагенезисе могут оказаться последовательно отлагающиеся окисные и сульфидные (касситерит и пирит), сульфидные и сульфосольные (галенит и буланжерит) соединения. В таких случаях о принадлежности этих минералов к одному парагенезису свидетельствует наличие постоянных тесных сростаний без заметной коррозии или противоречивых соотношений определенной группы минералов в пределах данной ассоциации.

4. Наличие признаков существенного замещения одного минерального агрегата другим, причем замещение сопровождается не только коррозией отдельных минералов, но и переотложением их с частичным или полным выносом элементов-примесей, образованием метакристаллов, а иногда прожилковидных или колломорфных обособлений непосредственно в массе преобразованного вещества.

5. Наличие признаков реакционных взаимодействий между ранними минералами и растворами поздних стадий. Такие взаимодействия



Фиг. 1. Пересечение сплошной пиритовой руды прожилком галенит-сфалеритового состава (полир. штупф, натур. вел.), Верхне-Резановское месторождение



Фиг. 2. Кальцит-сфалерит-галенитовый прожилок, секущий измененный гранит-порфир с более ранним галенит-сфалерит-пиритовым оруденением (полир. штупф, увел. 1,5), Сардобское месторождение

приводят к образованию новых минералов, иногда более простых или более сложных по составу.

6. Наличие признаков деформации минералов: трещиноватость, дробление, катаклиз минералов ранней ассоциации, сопровождающиеся цементацией минералами или их агрегатами более поздней ассоциации.

7. Широко распространенные признаки перекристаллизации, перегруппировки более ранних минеральных агрегатов и отсутствие этих признаков в поздних минералах.

8. Признаки унаследованности более поздними минеральными парагенезисами элементов, типичных для более ранних минеральных ассоциаций.

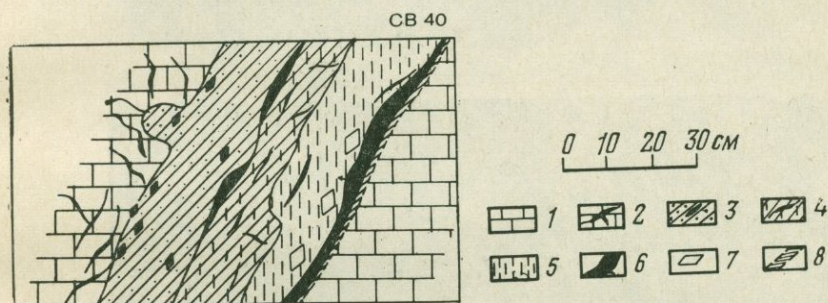
Перечисленные признаки часто не проявляются в рудах одновременно, но тем не менее однозначно можно выделять минеральные парагенезисы даже по одному или нескольким из указанных признаков. Следует отметить, что признаки существенной перегруппировки вещества, изменения химического состава ранних минеральных агрегатов, унаследованности элементов, новообразования и реакционного взаимодействия ранних и поздних минералов могут служить также критериями для разграничения отдельных стадий минералообразования (Добровольская, 1972).

Выделенные критерии и их использование для установления последовательности отложения руд и закономерностей распределения минеральных парагенезисов во времени и пространстве рассмотрим

на ряде примеров свинцово-цинковых и медноколчеданных месторождений.

Как известно, для многих свинцово-цинковых и медноколчеданных месторождений типична закономерная последовательность отложения руд от ранних — пиритовых — к более поздним — халькопиритовым, сфалеритовым и галенитовым. В колчеданных рудах халькопирит часто отлагается в одной ассоциации с пиритом, а в свинцово-цинковых — либо со сфалеритом, либо в поздние стадии с галенитом. В литературе имеются различные данные об одновременности или разновременности отложения пирита и сфалерита, сфалерита и галенита.

На основании детального изучения минерального состава ряда свинцово-цинковых месторождений Средней Азии (Сардобское — Добровольская, 1963) и Восточного Забайкалья (Верхне-Резановское, Ивановское, группа Благодатских месторождений, Михайловское, Северо-Акатувское и др.) было установлено, что наличие секущих соотношений

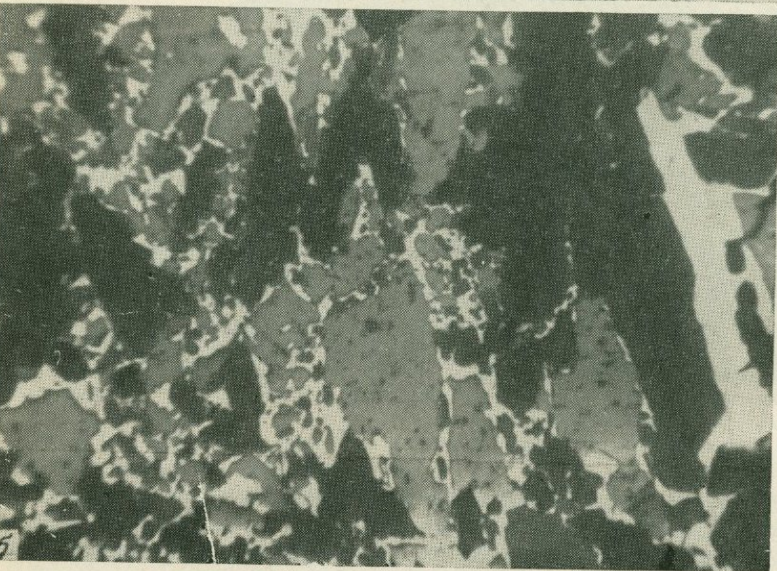
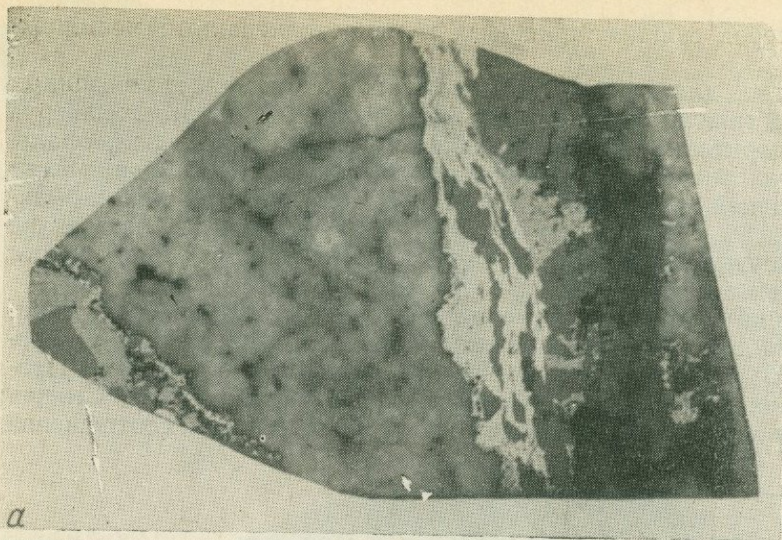


Фиг. 3. Приуроченность минеральных скоплений поздней галенит-буланжеритовой ассоциации к контактам рудного тела с вмещающими доломитами (висячий бок) и к тектоническим трещинам. Схематическая зарисовка участка рудного тела № 15 Благодатского месторождения

1 — мраморизованные доломиты; 2 — доломиты с сульфидными прожилками; 3 — пирит-сфалеритовые руды с арсенопиритом; 4 — сфалеритовая руда с тонкими прожилками пирита и арсенопирита; 5 — сплошная сфалеритовая руда; 6 — скопления галенит-буланжеритовых руд; 7 — перекристаллизованный доломит; 8 — зона тектонических нарушений

между минеральными агрегатами близкого или различного состава является надежным критерием выделения последовательно отлагающихся минеральных парагенезисов. Так, например, пиритовые руды часто секутся прожилками сфалеритового состава (фиг. 1), что указывает на более позднее отложение сфалерита по отношению к пириту. Иногда прожилки или маломощные жилы пирит-галенит-сфалеритового состава секутся прожилками того же состава (фиг. 2), но в последних сфалерит менее железистый по сравнению со сфалеритом в ранних прожилках, а галенит более крупнозернистый. Прожилки, хотя и близки по минеральному составу, но образовались не одновременно, а последовательно и относятся к разным минеральным парагенезисам. Происхождение более поздних прожилков (секущих) может быть связано либо с поступлением новых порций растворов, либо с переотложением ранних минеральных агрегатов (пересекаемых) под воздействием различных причин, в частности динамометаморфизма или гидротермального метаморфизма. В описываемом случае характерно, что пирит, сфалерит и галенит относятся к одному парагенезису, хотя образование их происходило последовательно.

В других же случаях (Благодатское и другие месторождения) отсутствие секущих взаимоотношений пирита и сфалерита и отсутствие сколько-нибудь заметной коррозии позволяет отнести эти минералы к одной парагенетической ассоциации (Добровольская, 1969).

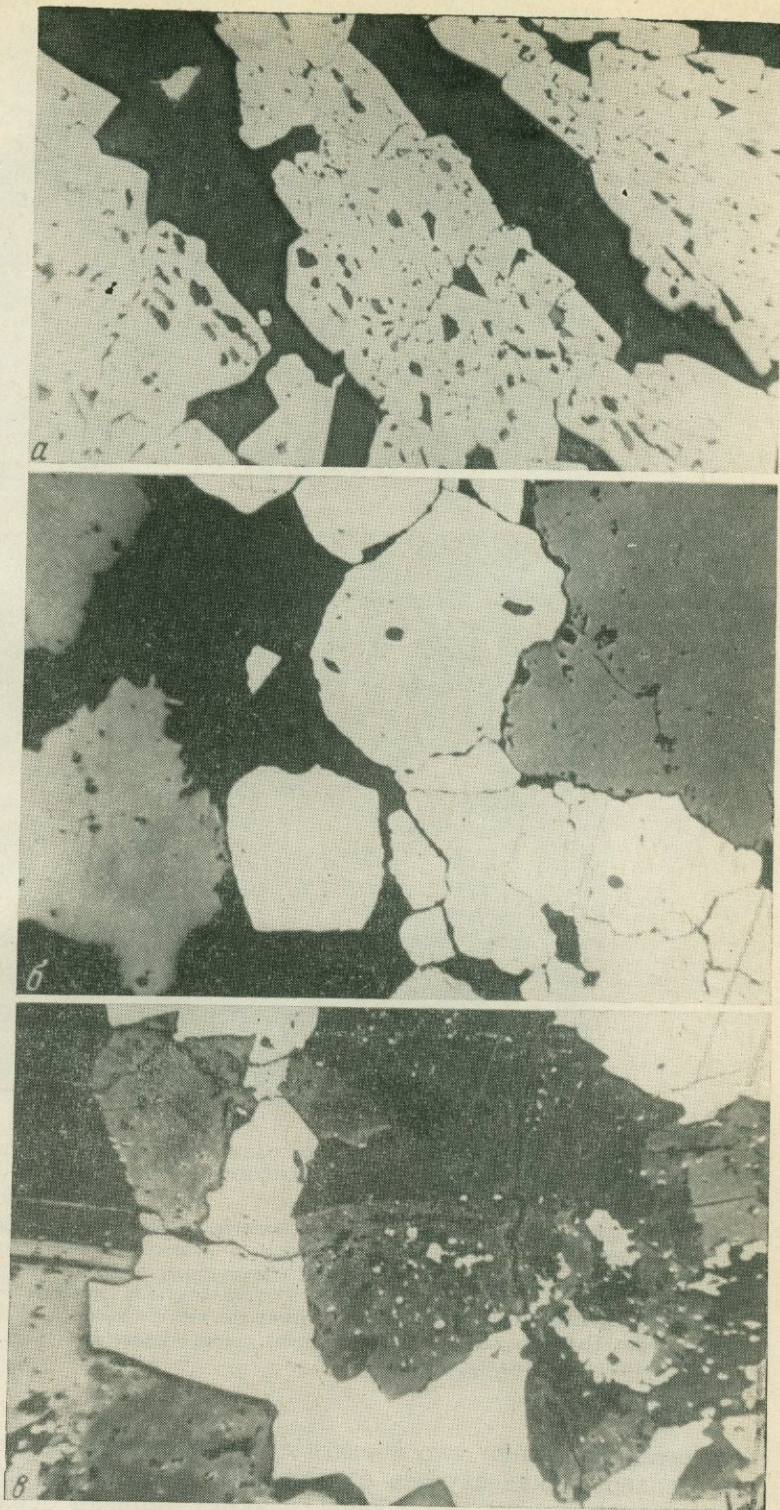


Фиг. 4. Соотношения ранних сфалеритовых и поздних галенитовых агрегатов. Шахтминское месторождение

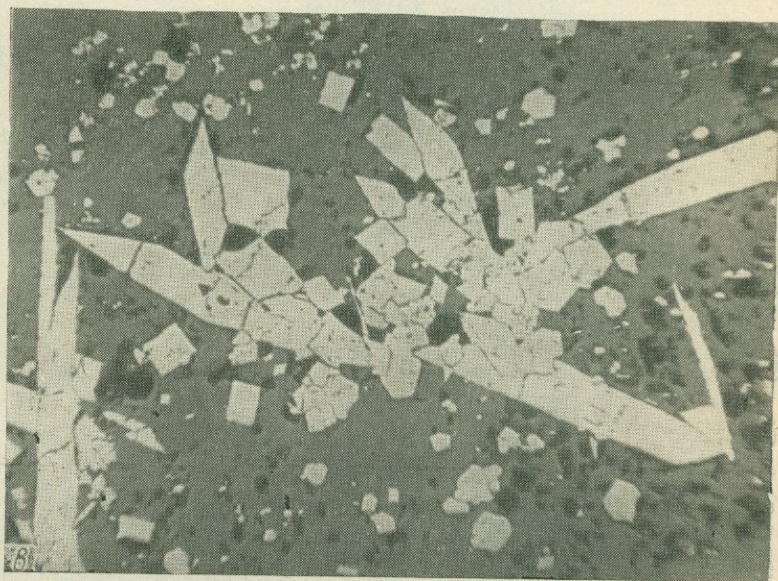
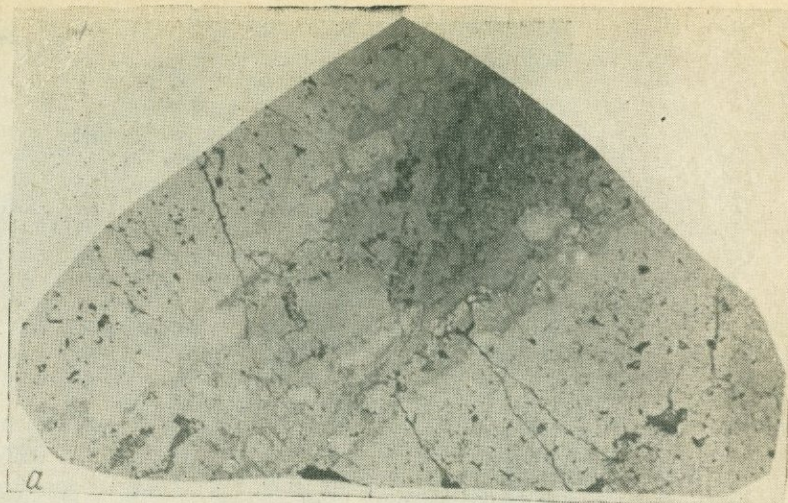
a — обособление галенитовых (белое) агрегатов по контакту кальцита (светло-серое) и блеклая руда сфалеритовых (серое) выделений, темное — кварц (полир. штуф, натур. вел.); *б* — обрастание и корродирование сфалерита (серое) галенитом (белое), темное — кальцит (полир. шлиф, увел. 40)

В ряде месторождений Восточного Забайкалья отмечается четкая пространственная обособленность галенит-сульфоантимонидовых руд среди пирит-сфалеритовых (фиг. 3, 4). Обычно минералы свинца концентрируются в зальбандах жилообразных рудных тел, а также по контактам вмещающих доломитов с рудными телами (фиг. 3). Такая пространственная приуроченность к определенным частям рудных тел, резко различных по составу минеральных агрегатов, наряду с секущим положением более поздних галенит-сульфоантимонидовых руд по отношению к более ранним пирит-сфалеритовым рудам позволяет относить их к двум различным парагенезисам, а в совокупности с другими критериями — и к двум разным стадиям.

Вопрос об одновременном образовании пирита и сфалерита в рудах свинцово-цинковых месторождений иногда вызывает спор. Многие ис-



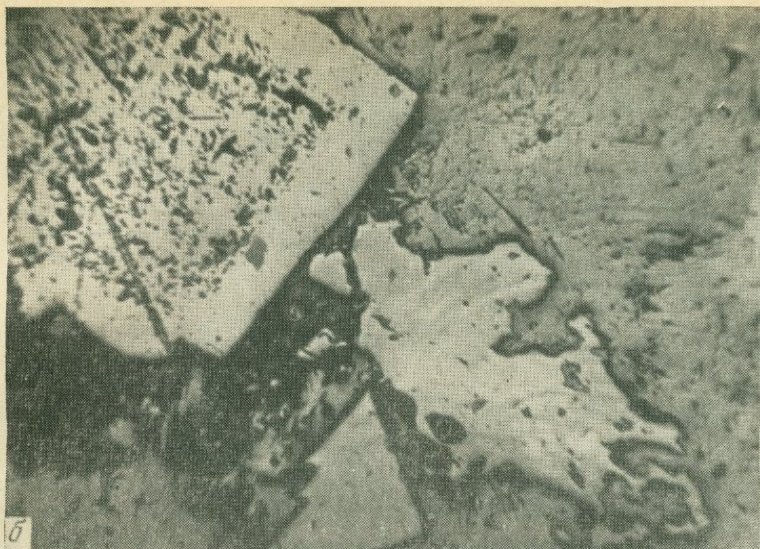
Фиг. 5. Соотношения пирита и сфалерита в рудах различных месторождений
a — агрегаты пирита (белое) ранней ассоциации с включениями сфалерита (светло-серое) в массе доломита (темно-серое) (полир. шлиф, увел. 40), Центральное месторождение; *б* — зернистые сростания пирита (белое) и сфалерита (серое), темное — доломит (полир. шлиф, увел. 90). Воздвиженское месторождение; *в* — сростания пирита (белое) и сфалерита (серое, протравлено), видны прямолinéиные и частично коррозионные границы двух минералов, многочисленные включения пирита в сфалерите (полир. шлиф, увел. 40), Благодатское месторождение



Фиг. 6. Соотношения минеральных агрегатов ранних (пирит-арсенопирит-сфалеритовых) и поздних (пирит-арсенопирит-жемсонит-буланжерит-геокронитовых) ассоциаций в рудах различных месторождений

а — замещение пирит-арсенопиритовых агрегатов (светлое) буланжеритом и жемсонитом (серое) (полир. штупф, увел. 1,5), Центральное месторождение; *б* — коррозия и регенерация пирита (белое), заключенного в массе буланжерита и жемсонита (светло-серое) (полир. шлиф, увел. 40), Центральное месторождение; *в* — метакристаллы перетолженного пирита и арсенопирита (белое) в массе сфалерита (серое) (полир. шлиф, увел. 40), Благодатское месторождение; *г* — метакристаллы арсенопирита (белое, рельефное) в геокроните (светлое), серое — сфалерит (полир. шлиф, увел. 90), Екатерино-Благодатское месторождение

следователи полагают, что пирит всегда образуется раньше, чем сфалерит. Однако в ряде случаев отсутствуют пересечения пиритовых агрегатов сфалеритовыми — наоборот, для них типичны зернистые сростания без заметной коррозии. Часто даже в одном штупфном образце можно наблюдать противоречивые соотношения пирита и сфалерита, а именно: постоянное присутствие включений сфалерита в пирите, даже в тех случаях, когда окружающая масса представлена не сфалеритом, а на-



пример, карбонатом (фиг. 5), или, наоборот, многочисленные включения пирита в сфалерите. Кроме того, в одних случаях интерстиции пирита выполнены сфалеритом, в других — наблюдается обратная картина (см. фиг. 5).

По-видимому, такие противоречивые соотношения могут быть вызваны попеременным отложением сульфидов или частичным опережением в образовании одного сульфида по отношению к другому. В таких случаях нет оснований относить разные по составу минералы к различным парагенезисам. Экспериментальные работы по синтезу сфалерита в гидротермальных условиях (Чернышев, Анфилогов, 1968; Годовиков, Птицын, 1966) также подтверждают вывод о том, что сульфид железа и сульфид цинка в определенных условиях могут быть образованы одновременно.

В рудах чрезвычайно широко распространены признаки интенсивного замещения одних минералов другими, сопровождающегося не только существенной коррозией, когда от замещаемого минерала остаются лишь реликты, но и переотложением или регенерацией минералов



Фиг. 7. Тонкозернистые прожилковидные выделения переотложенного пирита (светло-серое) вблизи обособлений галенита (белое)

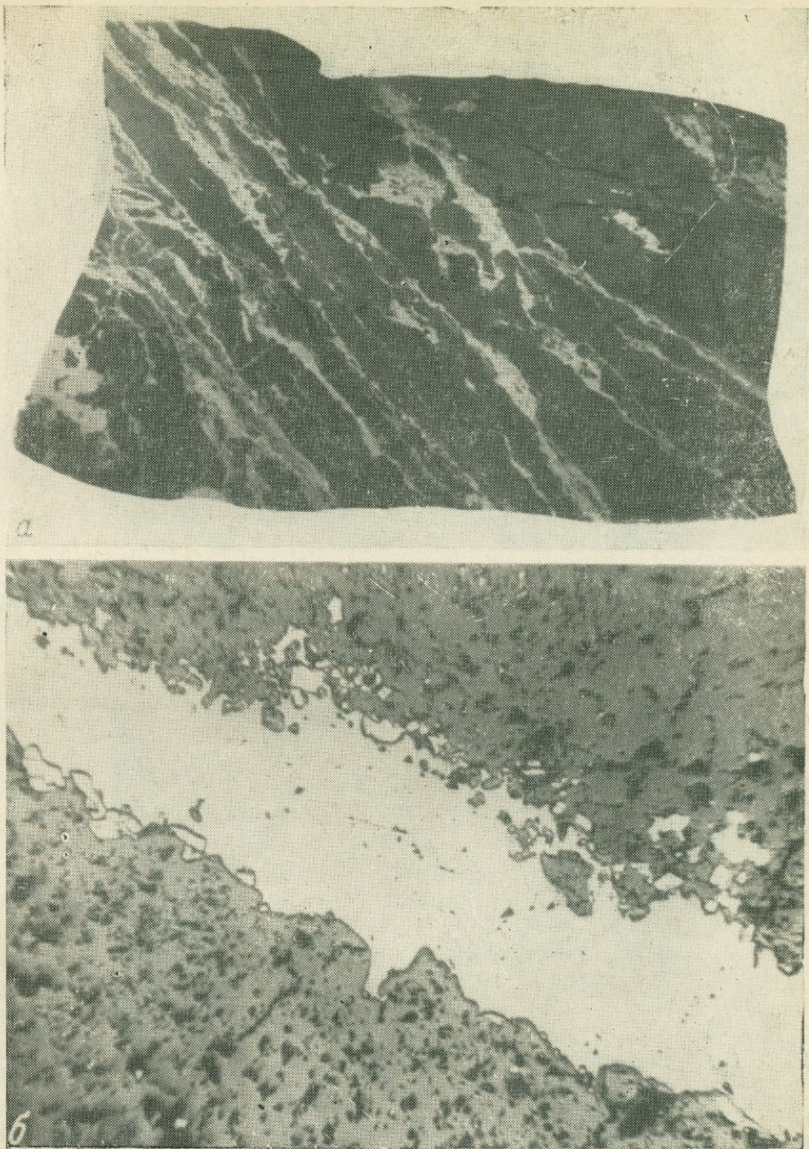
Темно-серое — сфалерит (пол-лир. штуф, натур. вел.),
Благodatское месторождение

(фиг. 6, а, б). В двух последних случаях характерен частичный или полный вынос элементов-примесей, типичных для замещаемого минерала. Так, например, в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья наряду с обособленностью галенит-сульфоантимонидового парагенезиса происходит интенсивное замещение этими агрегатами более ранних пирита, арсенопирита и сфалерита (фиг. 6). Это приводит к тому, что в массе галенита и сульфосолей свинца чрезвычайно широко развиты метакристаллы переотложенного пирита и арсенопирита (фиг. 6, г), который образуется частично за счет растворения ранних пирита и арсенопирита, а также за счет выноса части железа из сфалерита. Об этом свидетельствует также более светлая окраска переотложенного сфалерита, заключенного в массе галенита и буланжерита, обусловленная образованием маложелезистых и безжелезистых коллоидных агрегатов более позднего сфалерита. Характерно, что переотложенные минералы в виде метакристаллов и коллоидных агрегатов наиболее развиты вдоль границ замещаемых и замещающих минералов (фиг. 7, 8).

В таких случаях, по-видимому, можно выделять три разных по составу минеральных парагенезиса. В нашем конкретном примере парагенетические ассоциации следующие: 1) пирит-сфалеритовая, 2) галенит-сульфоантимонидовая и 3) сфалерит-пирит-арсенопиритовая, возникшая как продукт взаимодействия первой и второй и являющаяся следствием переотложения ранних минеральных агрегатов. Последовательность же отложения их такая — первая наиболее ранняя, а вторая и третья близки по времени образования, но генетически различны: минералы второй ассоциации возникли за счет переотложения компонентов ранней (первой) ассоциации.

Можно привести также пример наложения поздних и одновременных ассоциаций галенита и сфалерита в рудах Катехского (Большой Кавказ) колчеданно-свинцово-цинкового месторождения, где на ранний кварц-пиритовый парагенезис отчетливо накладываются два разных парагенезиса — пирит-сфалеритовый и халькопирит-галенитовый (Заири, Добровольская, 1971). Образование этих двух поздних парагенезисов сопровождается переотложением или перекристаллизацией раннего пирита. По-видимому, процесс идет без привноса железа.

Исследования колчеданных, колчеданно-полиметаллических, колчеданно-свинцово-цинковых месторождений в последние годы привели многих исследователей к выводу о существовании в них двух резко различных по условиям образования минеральных парагенезисов. Как правило, более ранним является всегда собственно колчеданный, в основном пиритовый или марказит-пиритовый с незначительной примесью других сульфидов, а более поздним — либо халькопирит-сфалеритовый, либо

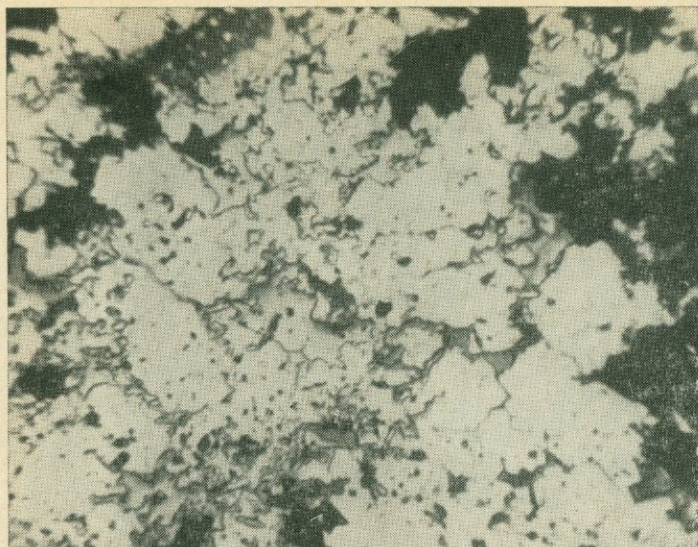


Фиг. 8. Соотношения раннего сфалерита и поздних галенит-буланжеритовых агрегатов, Благодатское месторождение

a — буланжерит-галенитовые прожилки, секущие сфалеритовые агрегаты, тонкая, едва заметная вкрапленность — пирит (полир. штуф, натур. вел.); *б* — галенит (белое), корродирующий сфалерит (серое), на контакте наблюдаются метакристаллы пирита (светлые, рельефные зерна) (полир. шлиф, увел. 40)

галенит-сфалеритовый, а иногда сфалеритовый и халькопирит-галенитовый (фиг. 9, 10).

В силу сложности определения временного разрыва между образованием указанных парагенезисов остается спорным вопрос о стадийности и этапности формирования руд. До сих пор основным критерием разграничения во времени собственно колчеданного парагенезиса от медно-цинкового или свинцово-цинкового является степень интенсивности динамометаморфизма. Как правило, ранняя пиритовая ассоциация претерпевает очень интенсивный метаморфизм, проявленный не только



Фиг. 9. Замещение пиритового агрегата (белое) вдоль границ зерен и трещин халькопиритом (светло-серое) с подчиненным галенитом
Черное — кварц (полир. шлиф, увел. 90), Катехское месторождение



Фиг. 10. Цементация галенитом (белое, гладкое) раздробленных агрегатов пирита (рельефное, светлое); (полир. шлиф, увел. 90), Катехское месторождение

в дроблении, будинировании, милонитизации, но и в перекристаллизации и явлениях замещения, в то время как более поздние сульфидные ассоциации слабо метаморфизованы или вовсе не подверглись изменениям. Использование значительной части отмеченных выше критериев выделения парагенетических минеральных ассоциаций при изучении различных групп колчеданных месторождений не оставляет сомнений в резкой разновременности и неравновесности пиритового парагенезиса со всеми остальными. Однако в ряде случаев есть основание предполагать, что иногда к раннему парагенезису наряду с пиритом относятся и сфалерит. В некоторых месторождениях (например, им. III Интернационала на Урале, Белоусовском на Алтае) в сфалеритовых агрегатах так же,



Фиг. 11. Замещение сфалерита (серое) тонкодисперсным халькопиритом (белое) с обособлением более крупных его выделений вдоль трещинок, черное — кварц (полир. шлиф, увел. 100), Катехское месторождение

как и в пиритовых, обнаруживается интенсивная перекристаллизация, появляются порфиробластические и гранобластические структуры. Сопутствующие сфалериту небольшие количества халькопирита переотлагаются в тенях давления около зерен пирита или подвергаются агрегации, исчезают эмульсиевидные или тонкодисперсные включения халькопирита, появляются прожилки и обособления между зернами сфалерита (фиг. 11). Эти явления описывались ранее как результат регионального метаморфизма колчеданных руд (Шалдун, 1950; Бетехтин и др., 1964), но они могут быть объяснены и тем, что существовал и ранний сфалерит-пиритовый парагенезис (с подчиненным халькопиритом).

Образование переотложенных минералов на границе различных по составу минеральных агрегатов можно также отнести к признакам реакционного взаимодействия между минералами ранней стадии и растворами поздних стадий. Эти новообразования, иногда имеющие более простой химический состав и представляющие собой специфический парагенезис, возникли вследствие метаморфических процессов в рудах.

В рудах Шахтаминского месторождения вновь образованные минералы имеют более сложный состав (например, бурнонит, который возник на контакте агрегатов блеклой руды и халькопирита с галенит-буланжеритовыми агрегатами). По-видимому, медь заимствовалась из ранних медьсодержащих минералов, подвергшихся метаморфизму вследствие воздействия поздних растворов, несущих свинец и сурьму.

Можно также привести пример, когда образование нового парагенезиса среди агрегата минералов более раннего парагенезиса вызывается воздействием изменившихся термодинамических и физико-химических условий, связанных с проявлением регионального или локального динамометаморфизма. Так, в частности, в колчеданных рудах Урала наблюдается появление жилок золота в блеклой руде или включений редкого минерала — реньерита — в сфалерите вследствие воздействия метаморфических растворов на ранние минералы, приводящего к новообразованию минералов за счет изоморфных примесей (Cu, Ge) или сегрегации тонкодисперсных веществ (в данном случае золота) в виде самостоятельных минеральных обособлений.

Особенно широко в рудах распространены признаки деформации минералов: дробление, трещиноватость, катаклаз. При этом признаки дробления могут свидетельствовать о внутривластных тектонических движениях. Как правило, такие деформации предшествуют отложению последующих парагенезисов, отличающихся по составу. Последние цементируют раздробленные ранние агрегаты, залечивают и выполняют трещинки как в отдельных зернах, так и в агрегатах. Иногда цементация сопровождается коррозией ранних минералов более поздними. В таких случаях, несомненно, выделяются различные по составу и времени отложения минеральные парагенезисы.

Однако следует иметь в виду, что сульфиды обладают различной хрупкостью и пластичностью, вследствие чего иногда создаются ложные впечатления о соотношениях минералов. Так, например, в рудах Благодатского месторождения на основании дробления пирита и арсенопирита и залечивания трещин в них сфалеритом некоторые исследователи (Кузнецов, Мейтув, 1967; Кулагашев, Фаворов, 1968) относили пирит и сфалерит к разным парагенезисам.

Детальное изучение взаимоотношений этих минералов с использованием структурного травления позволило увидеть признаки дробления пирита и арсенопирита и пластических деформаций сфалерита вследствие внутрирудного дробления, предшествовавшего отложению поздней ассоциации минералов свинца. Впечатление о более позднем отложении всего сфалерита по отношению к сульфидам железа является ложным. Очень короткие тонкие (микроскопические) жилочки сфалерита — это результат либо вдавливания этого минерала в пластичном состоянии в тонкие трещинки хрупкого минерала, либо переотложения его растворами, отлагавшими другой по составу, поздний парагенезис (галенита и сульфоантимонидов Pb). На основании одного указанного признака относить весь сфалерит к другому парагенезису, более позднему по отношению к пириту и арсенопириту, было бы неправильным.

Часто в процессе формирования руд последовательно отлагаются минеральные парагенезисы, близкие по минеральному составу. Так, например, в свинцово-цинковых рудах жильных и скарновых месторождений исследователи выделяют ранний сфалерит-галенитовый, затем последующий сфалерит-галенитовый, с сульфосолями Pb, Bi, Ag (Королева, 1971). Если отсутствуют пересечения ранних минеральных агрегатов поздними, то бывает затруднительно выделять разновозрастные генерации одного и того же минерала, например сфалерита или галенита. В таких случаях существенную помощь оказывают особенности строения зерен, характер и степень неоднородности, признаки перекристаллизации. Обычно для раннего сфалерита характерно наличие в нем эмульсионных включений пирротина, халькопирита, станнина, блеклой руды, пирита и других минералов. Характер распределения этих включений относительно равномерный, чаще всего по двойниковым швам, плоскостям спайности. Как правило, в сфалерите имеются признаки перекристаллизации под влиянием внутрирудных динамических процессов, а также под воздействием последующих порций раствора.

Для поздних образований сфалерита типичны сравнительная однородность и более крупные размеры зерен. Если рудный процесс на этом завершается, то, как правило, признаки перекристаллизации отсутствуют или развиты только в локальных участках, приуроченных к пострудным тектоническим нарушениям. Если же поступают новые порции растворов, несущие новые компоненты, то возможна перекристаллизация, но масштабы и степень ее проявления существенно отличаются (в сторону уменьшения по сравнению с такими же явлениями в ранних образованиях сфалерита). Наличие различных по составу сопутствующих минералов, например медьсодержащих сульфидов, ассоциирующих с ранним сфалеритом, и висмутсодержащих сульфосолей, ассоциирующих с позд-

ним сфалеритом, позволяет уверенно относить группы этих минералов к разным парагенезисам.

Одним из критериев, по которому можно выделять разновозрастные парагенетические ассоциации, является унаследованность элементов, типичных для ранних минералов, более поздними (Петровская, Шадлун, 1972; Добровольская, 1972).

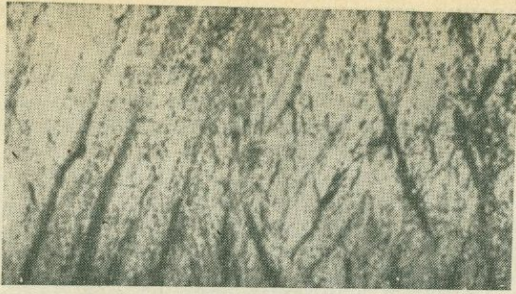
Известно, что почти во всех свинцово-цинковых месторождениях различные исследователи выделяют единую сфалерит-галенитовую стадию, а часто даже относят оба минерала к одной парагенетической ассоциации. На примере изучения руд месторождений Восточного Забайкалья авторы пришли к выводу, что галенит и сфалерит относятся к разным парагенезисам и отлагаются в разные стадии (Добровольская, 1969). Наряду с другими рассмотренными нами критериями основанием для этого вывода послужило наследование галенитом ряда элементов, свойственных сфалериту. Было установлено, что для сфалерита типичны такие элементы-примеси, как Fe, Cu, Sn, Cd, Mn. В результате изучения состава галенита выяснилось, что в нем также постоянно присутствуют в определенных количествах Sn, Cd и Cu, причем даже в тех образцах, в которых Zn отсутствует. Это дало возможность отнести указанные примеси в галените к изоморфным. Поскольку анализируемые образцы, за редким исключением, когда наблюдались включения сульфосолей Pb и Ag, были оптически однородны, а для поздней ассоциации не типичны ни олово-, ни медьсодержащие минералы, был сделан вывод, что галенит заимствует такие элементы-примеси, как Cd, Cu и Sn, из растворенного сфалерита. При этом за счет выноса из сфалерита Fe образуются самостоятельные минералы — пирит и арсенопирит.

В касситерит-сульфидных месторождениях на раннюю оловянную минерализацию (касситерит) накладывается более поздний парагенезис, представленный сфалеритом и пирротинном (с небольшим количеством халькопирита). При этом в сфалерите присутствует Sn в виде станнина. Возможно, что оно присутствует и в виде изоморфной примеси. Во всяком случае достаточно характерным в этом типе руд считается образование станнина в контакте более позднего халькопирита с касситеритом. Такого рода явления обычно назывались реакционным взаимодействием между ранним и поздним минералами. Однако в какой-то мере этот факт доказывает, что растворы, отлагающие более поздние парагенезисы, заимствуют элементы из ранних парагенезисов и соответственно поздние минералы могут наследовать их либо как основной компонент либо как примесь.

В неметаморфизованных колчеданных месторождениях ранний пирит часто содержит заметные количества As. В более поздних минеральных ассоциациях в тех же месторождениях появляется в небольших количествах либо теннантит либо арсенопирит, последний нередко в виде метакристаллов среди агрегатов пирита с более поздним халькопиритом, подвергшихся частичной перекристаллизации. Это дает основание считать, что As наследовался поздними парагенезисами.

В колчеданных рудах Южного Урала к интересным и четким примерам образования более позднего парагенезиса минералов с заимствованием элементов более ранней парагенетической ассоциации можно отнести появление пирит-борнитовой ассоциации (фиг. 12) в очень небольшом количестве, содержащей сложные сульфиды Sn, Cu, Zn и Fe, — станноидит и моусонит (Пшеничный и др., 1972). Более ранний халькопирит-сфалерит-пиритовый парагенезис явился источником элементов, входящих в состав минералов пирит-борнитовой ассоциации. Анализы более раннего сфалерита показывают присутствие Sn как элемента-примеси; Cu, Fe и Zn заимствуются из того же сфалерита или халькопирита.

Наследованность элементов наряду с другими критериями является одним из факторов, свидетельствующих о глубоком метаморфизме ран-



Фиг. 12. Тонкие прожилкообразные выделения пирит-борнитового состава, секущие полосчатые халькопирит-сфалерит-пиритовые руды (полир. штуф, натур. вел.), Гайское месторождение

них минералов, что может иметь место при резкой смене физико-химических условий. Данный критерий необходимо использовать при установлении стадий минералообразования. Однако вопрос о соотношениях парагенезисов и стадий — наиболее сложный и дискуссионный. Если на основании изложенных критериев можно достаточно уверенно выделять парагенезисы минералов, то отнесение разных парагенезисов к одной или разным стадиям формирования руд остается часто спорным. В статье О. П. Иванова (1972) было совершенно правильно подчеркнута, что большинство исследователей пользуются одними и теми же критериями для выделения как парагенезисов, так и стадий минерализации. О. П. Иванов предлагает (вслед за А. Г. Бетехтиным и Н. В. Петровской) считать парагенезис вещественным выражением стадий, т. е. интервал времени, обозначаемый понятием «стадия», должен характеризоваться одним парагенезисом. Нам кажется, что это можно оспаривать.

Имеются примеры, когда бесспорно можно выделить несколько парагенезисов, но решить однозначно, принадлежат они одной или разным стадиям рудообразования, невозможно. Так, например, очень характерно совместное присутствие в колчеданных рудах таких различных по составу минеральных парагенезисов, как пиритовый (с небольшим количеством сфалерита, халькопирита, кварца), пирротиновый (с халькопиритом) и сидеритовый (иногда с магнетитом и пиритом). Существуют самые различные трактовки причин появления этих ассоциаций. Некоторые исследователи относят пирит и пирротин к одному парагенезису, другие считают, что появление пирротина связано с термальным метаморфизмом, третьи высказывают мнение, что образование каждого из минералов — это проявление двух различных стадий минерализации. Однако есть основания считать, что все три парагенезиса возникли в один период минерализации (в одну стадию), но связаны с локальными различиями в физико-химических условиях. В участке, где образовывался пирит, были более высокая концентрация серы и более окислительные условия, а в местах отложения пирротина — более восстановительные условия и более высокая концентрация железа. Повышенная концентрация или локальный привнос в среду минералообразования углекислоты обусловили появление сидерита; образовавшийся при этом избыток серы вызывал появление метакристаллов пирита в массе пирротина. Таким образом, в одну стадию минерализации могло возникнуть несколько парагенезисов.

В качестве примера образования различных по составу парагенетических ассоциаций в одну стадию рудоотложения в некоторых свинцово-цинковых месторождениях можно указать на отложение в позднюю стадию галенит-буланжеритового (Благодатское месторождение) или кальцит-буланжеритового (Михайловское месторождение) парагенезиса наряду с парагенезисом, представленным метакристаллами пирита, арсенипирита и кварца. Обе ассоциации интенсивно замещают агрегаты пирита и сфалерита, являющиеся парагенетической ассоциацией более ранней стадии формирования руд. В этом случае четко выделяются три

парагенезиса, из которых два, более поздних, относятся к одной стадии минерализации.

Таким образом, правильное выделение минеральных парагенезисов и выявление их закономерных соотношений в каждом месторождении позволяют более уверенно решать вопрос о стадийности минералообразования и условиях формирования рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Понятие о парагенезисе минералов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.
- Бетехтин А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов.— Записки Всес. мин. об-ва, 1951, ч. 80, вып. 2.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. Изд-во «Недра», 1964.
- Григорчук Г. Ю. Стадийность гидротермального минералообразования и пространственное размещение минеральных ассоциаций.— Мин. сб. Львовск. ун-та, 1970, вып. 1, № 24.
- Годовиков А. А., Птицын А. Б. Вхождение железа в сфалерит при гидротермальной перекристаллизации.— Докл. АН СССР, 1966, 166, № 1.
- Добровольская М. Г. О стадиях минерализации в Сардобском свинцово-цинковом месторождении (Западный Карамазар).— Геол. рудн. месторожд., 1963, № 4.
- Добровольская М. Г. Парагенетические минеральные ассоциации и стадийность минералообразования (на примере двух месторождений Восточного Забайкалья).— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 8.
- Добровольская М. Г. Метаморфические преобразования в свинцово-цинковых рудах как критерий стадийности минералообразования.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.
- Жариков В. А. Парагенезис минералов, фации и формации (в порядке обсуждения понятий).— Записки Всес. мин. об-ва, 1968, ч. 97, вып. 4.
- Заири Н. М., Добровольская М. Г. Минеральный состав руд Катехского месторождения и некоторые особенности его формирования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 9.
- Иванов О. П. Некоторые замечания к определению понятий «парагенезис», «генерация минералов» и «стадия минерализации».— Записки Всес. мин. об-ва, серия 2, 1972, ч. 101, вып. 5.
- Кигаи И. Н. Месторождение Лифудзин как пример совмещения моно- и полиаспендентной зональности.— В кн. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. 1. Прага, изд-во Чехословацкой Академии наук, 1963.
- Кигаи И. Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения.— В сб. «Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений». Изд-во «Наука», 1966.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Королева Н. Н. О связи величины серебряно-золотого отношения с минеральными ассоциациями.— Геохимия, 1971, № 3.
- Кузнецов К. Ф., Мейтув Г. М. Геохимия редких элементов в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья. Изд-во «Наука», 1967.
- Кулагашев А. И., Фаворов В. А. О распределении галенита и сульфантимонитов свинца в полиметаллических месторождениях Нерчинско-Заводского рудного района.— В сб. «Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья». Чита, 1968. О международном коллоквиуме по проблеме минеральных парагенезисов.— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 1.
- Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании.— Геол. рудн. месторожд., 1965, № 1.
- Петровская Н. В. О понятии «парагенетическая минеральная ассоциация».— Геол. рудн. месторожд., 1967, № 2.
- Петровская Н. В., Шадлун Т. Н. Типоморфизм парагенетических минеральных ассоциаций некоторых рудных формаций. Изд-во «Недра», 1972.
- Пшеничный Г. Н., Шадлун Т. Н., Вьяльсов Л. Н., Тронева Н. В., Басова Г. В. Сульфиды олова, меди и железа — станноидит и моусонит — в колчеданных рудах Южного Урала.— Геол. рудн. месторожд., 1972, № 5.
- Чернышев Л. В., Анфилогов В. Н. Исследование системы Fe—Zn—S в гидротермальных условиях.— VII Всес. сов. по экспер.-техн. минералогии и петрографии. Тезисы докладов. Новосибирск, 1968.
- Яковлев Г. Ф. О генезисе и возрасте Алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений.— Вестн. МГУ, геология, 1972, № 2.

О ТИПОМОРФНЫХ МИНЕРАЛАХ АПОСКАРНОВЫХ ГРЕЙЗЕНОВ

Г. Н. Комарова

Г. А. Соколовым и П. В. Комаровым (1968) был выделен скарново-грейзеновый тип месторождений, объединяющий обширную группу месторождений редких металлов, флюорита и др.

Наиболее общие геологические условия формирования этого типа месторождений следующие: 1) наличие ультракислых или нормальных гранитов, а также биотитовых гранитов повышенной щелочности; 2) доломитовый или доломит-известняковый состав первичных пород в экзоконтакте интрузивов; 3) проявление разрывных деформаций в высокотемпературную стадию, в период завершения скарнообразования. При внедрении активных интрузивов в доломитсодержащую толщу первыми образуются магнезиальные скарны магматической стадии. В постмагматическую стадию по магнезиальным скарнам развиваются известковые скарны. Магнезиальные и известковые скарны нередко подвергаются частичной фельдшпатизации, после которой они замещаются грейзенами. Процессы скарнообразования и грейзенизации обусловлены одним и тем же этапом магматизма. При интенсивной грейзенизации скарны нередко нацело замещаются грейзеновыми минералами вплоть до внешней зоны карбонатных пород. Реликты первичных скарновых минералов в отдельных случаях устанавливаются с трудом, и может создаться представление о развитии грейзенов по карбонатным породам. Процессы грейзенизации в скарнах изучались П. Д. Яковлевым и Ай Юнь-фу (1964), Г. А. Соколовым и П. В. Комаровым (1968), А. И. Гинзбургом и И. И. Куприяновой (1972) и другими исследователями.

При грейзенизации скарнов возникает ряд типоморфных минералов. Данная статья посвящена описанию их морфологии, особенностям состава и условиям образования на примере одного из рудных полей Забайкалья.

На площади рудного поля проявился гранитоидный магматизм в пермское, триасовое и верхнеюрское время. С каждым этапом магматизма связано образование скарнов, полевошпатовых метасоматитов и грейзенов. Разновозрастные грейзены не только развивались по алюмосиликатным породам, но и интенсивно замещали магнезиальные и известковые, нередко фельдшпатизированные скарны.

В грейзенах, формировавшихся по скарнам, среди других минералов наиболее распространены слюды, турмалин, флюорит; в аксессуарных количествах отмечаются берилл, фенакит, эвклаз, бавенит, берtrandит и гельвин. Среди этих грейзенов преобладают калиевые, фтористые, литийсодержащие ди- и триоктаэдрические слюды. Кальциевых, кальциево-натриевых слюд не установлено. В пермских грейзенах развит мусковит, данные химического анализа которого и кристаллохимическая формула, рассчитанная по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964), приведены в табл. 1. Показатели преломления, замеренные в иммерсионных жидкостях, следующие: $N_m = 1,598 \pm 0,002$, $N_g = 604 \pm 0,002$. От мусковита теоретического состава рассматриваемый мусковит отличается несколько

Таблица 1

Химический состав и расчет формулы мусковита (аналитик Е. Д. Лялькова)

| Компоненты | Вес. % | Атомн. колич. | Делитель= = 1,4516:G = 0,2419 | Валентность катионов |
|--------------------------------|--------|---------------|----------------------------------|----------------------|
| SiO ₂ | 45,61 | 0,7591 | 3,14 | 12,56 |
| Al ₂ O ₃ | 28,34 | 0,5560 | 2,30 | 6,90 |
| TiO ₂ | 0,64 | 0,0080 | 0,03 | 0,12 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,57 | 0,0448 | 0,19 | 0,57 |
| FeO | 2,49 | 0,0346 | 0,14 | 0,28 |
| MgO | 1,58 | 0,0392 | 0,16 | 0,32 |
| MnO | 0,18 | 0,0025 | 0,01 | 0,02 |
| Li ₂ O | 0,11 | 0,0074 | 0,03 | 0,03 |
| Сумма . . . | | 1,4516 | 6,00 (Y+Z) | |
| CaO | 1,17 | 0,0208* | — | — |
| K ₂ O | 10,61 | 0,2254 | 0,93 | 0,93 |
| Na ₂ O | 0,38 | 0,0122 | 0,05 | 0,05 |
| Rb ₂ O | 0,23 | 0,0024 | 0,01 | 0,01 |
| Cs ₂ O | 0,014 | — | — | — |
| Сумма . . . | | | 0,99 (X) | 21,79 |
| H ₂ O ⁺ | 3,62 | 0,4018 | 1,66 | —12 |
| F | 1,63 | 0,0858 | 0,21 | 9,79 (кислород) |
| CO ₂ | 0,14 | 0,0032 | — | 2,21 (ОН, F) |
| Сумма . . . | 100,31 | | 1,87 | |
| O/F ₂ | —0,68 | | | |
| Сумма | 99,63 | | | |

Недостаток воды: $2,21 - 1,87 = 0,34$ $\text{ОН} = 0,74\%$ H_2O^{**} .

Формула мусковита: $(\text{K}_{0,93}\text{Na}_{0,05}\text{Rb}_{0,01})_{0,99}(\text{Al}_{1,44}\text{Fe}_{0,14}^{2+}\text{Fe}_{0,19}^{3+}\text{Mg}_{0,16}\text{Mn}_{0,01}\text{Ti}_{0,03} \times \text{Li}_{0,03})_{2,00}(\text{Si}_{3,14}\text{Al}_{0,86})_{4,00}(\text{O}_{9,79}\text{OH}_{0,21})_{10,0}(\text{OH}_{1,79}\text{F}_{0,21})_{2,00}$.

* Кальций пересчитан на кальцит и флюорит.

** Недостаток воды (0,74%) получился за счет занижения в анализе на 0,92% CO_2 .

повышенным содержанием Si, а также присутствием Mg, Fe²⁺ и Fe³⁺. Судя по вычисленной формуле, Fe³⁺ замещает в мусковите более 10% мест октаэдрических позиций Al³⁺, что является довольно высоким. Допустимые пределы вхождения Fe³⁺ в структуру мусковита — не более 25% замещения Al³⁺ (Kanehira, Banno, 1960).

В грейзенах триасового возраста мусковиты обычно менее железисты. В их составе отмечается повышенное содержание Ва. Изученные мусковиты апоскарновых грейзенов во многих случаях имеют структуру 2M₁, типичную для месторождений высокотемпературного генезиса (Смит, Йодер, 1965).

Кроме слюд мусковитового типа, в грейзенах присутствуют магнетиально-железистые калиевые слюды. Слюда типа биотита (табл. 2), развивающаяся по флогопиту, наблюдалась в верхнеюрских грейзенах. Цвет слюды зеленовато-серый, показатели преломления для Nm — $1,606 \pm \pm 0,002$, для Np — $1,574 \pm 0,002$. По данным химического анализа, слюда содержит более 13% FeO и более 10% MgO. Характерно высокое содержание F.

Таблица 2

Химический состав и расчет формулы грейзенового биотита (аналитик Н. Н. Никольская)

| Компоненты | Вес. % | Атомн. колич. | Делитель= =1,4738:7=0,2105 | Валентность катионов |
|--------------------------------|--------|---------------|-------------------------------|----------------------|
| SiO ₂ | 37,50 | 0,624060 | 2,96 | 11,84 |
| TiO ₂ | 0,20 | 0,002503 | 0,01 | 0,04 |
| Al ₂ O ₃ | 17,70 | 0,347252 | 1,65 | 4,95 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,36 | 0,017031 | 0,03 | 0,24 |
| FeO | 13,86 | 0,192900 | 0,92 | 0,12 |
| MgO | 10,38 | 0,257440 | 1,22 | 1,84 |
| MnO | 5,62 | 0,001700 | 0,06 | 2,44 |
| Li ₂ O | 0,31 | 0,020383 | 0,10 | 0,10 |
| Сумма . . . | | 1,473759 | 7,00 (Y+Z) | 21,57 |
| CaO | 2,62* | 0,046720 | — | — |
| Na ₂ O | 0,21 | 0,006776 | 0,03 | 0,03 |
| K ₂ O | 9,08 | 0,192780 | 0,92 | 0,92 |
| Rb ₂ O | 0,37 | 0,003926 | 0,02 | 0,02 |
| Cs ₂ O | 0,06 | 0,000405 | — | — |
| Сумма . . . | | | 0,97 (X) | 22,54 |
| H ₂ O | 3,19 | 0,354128 | 1,68 | —12 |
| F | 3,40 | 0,178946 | 0,40 | 10,54 (кислород) |
| | | | | 1,54 (F, OH) |
| Сумма . . . | 101,07 | | 2,08 | |
| O/F ₂ | -1,43 | | | |
| Сумма . . . | 99,64 | | | |

Избыток OH=2,08—1,54=0,54 OH=1,02% H₂O.

Формула биотита: $(K_{0,92}Na_{0,03}Rb_{0,02})_{0,97}(Mg_{1,22}Fe_{0,92}^{2+}Fe_{0,08}^{3+}Li_{0,10}Mn_{0,06}Ti_{0,01}) \times$
 $\times Al_{0,61}^{3,00}(Si_{2,96}Al_{1,04})_{4,00}O_{10}(O_{0,46}OH_{1,14}F_{0,40})_{2,00}$

* Кальций пересчитан на флюорит.

Темно-зеленая слюда, близкая лепидомелану, установлена в грейзенах в парагенезисе с железистым турмалином и флюоритом. Ее показатели преломления для *N_p*—1,607±0,002; для *N_m*—1,638±0,002. Слюда отличается высоким содержанием FeO и небольшим — MgO, что позволяет отнести ее к группе лепидомелана (табл. 3). Высокое количество F и аксессуарная примесь Li и Rb сближают ее с литиевыми слюдами. Структура рассматриваемой слюды¹ отвечает триоктаэдрической разновидности модификации 1M или 3T, характерной для флогопит-биотитового ряда. Параметр *b* элементарной ячейки равен 9,13 Å, что согласуется с известными данными для железисто-магнезиальных слюд.

Изученные слюды апоскарновых грейзенов нанесены на тройную диаграмму составов слюд (фиг. 1); предложенную А. И. Гинзбургом и С. И. Берхин (1953). Фигуративные точки располагаются в поле биотитовых, литиевых триоктаэдрических слюд и мусковита. На диаграмму для сравнения нанесены анализы флогопита скарнов и породообразую-

¹ Электронографическое изучение структуры слюды проведено в ИГЕМ АН СССР в лаборатории Б. Б. Звягина.

Таблица 3

Химический состав и расчет формулы лепидомелана (аналитик Л. С. Абрамова)

| Компоненты | Вес. % | Атомн. колич. | Делитель= =1,4833:7=0,2120 | Валентность катионов |
|--------------------------------|--------|---------------|-------------------------------|----------------------|
| SiO ₂ | 40,96 | 0,6816 | 3,22 | 12,88 |
| Al ₂ O ₃ | 19,80 | 0,3882 | 1,83 | 5,49 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,55 | 0,0319 | 0,15 | 2,28* |
| FeO | 15,09 | 0,2099 | 0,99 | |
| MgO | 3,27 | 0,0811 | 0,38 | 0,76 |
| MnO | 1,10 | 0,0153 | 0,07 | 0,14 |
| Li ₂ O | 1,13 | 0,0753 | 0,36 | 0,36 |
| Сумма . . . | | 1,4833 | 7,00 (Y+Z) | 1,00 |
| CaO | 0,97 | 0,0174 | — | 22,91 |
| K ₂ O | 9,50 | 0,2017 | 0,953 | —12 |
| Na ₂ O | 0,12 | 0,0039 | 0,018 | 10,91 (кислород) |
| Rb ₂ O | 0,48 | 0,0051 | 0,024 | 1,09 (F, OH) |
| Cs ₂ O | 0,05 | 0,0004 | 0,002 | |
| Сумма . . . | | | 0,997 (X) | |
| H ₂ O ⁺ | 1,81 | 0,2011 (OH) | 0,95 | |
| F | 4,19 | 0,2205 | 0,88 | |
| Сумма . . . | 101,02 | | 1,83 | |
| O/F ₂ | —1,76 | | | |
| Сумма . . . | 99,26 | | | |

Избыток H₂O=1,41%.

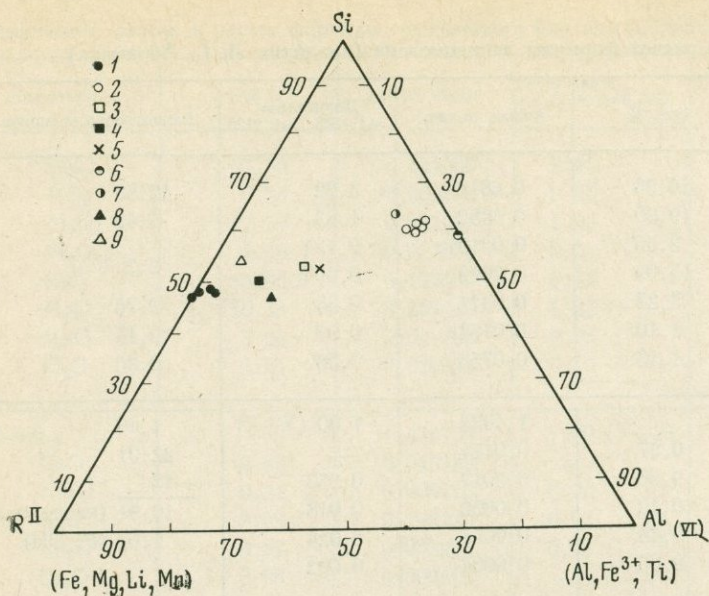
Формула лепидомелана: $(K_{0,953}Na_{0,018}Rb_{0,024}Cs_{0,002})_{1,00} Fe_{1,14}^{2+} Al_{1,05} Mg_{0,38} \times$
 $\times Mn_{0,07} Li_{0,36})_{3,00} (Si_{3,22} Al_{0,78})_{4,00} O_{10,0} (O_{0,91} F_{0,88} OH_{0,21})_{2,00}$

* При расчете валентности катионов все железо принималось как двухвалентное.

щего биотита, а также циннвальдита одного из среднеазиатских скарново-грейзеновых месторождений.

В ассоциации со слюдами весьма распространен турмалин. При грейзенизации турмалин выделяется одним из первых. Во многих случаях он образуется ранее слюды и флюорита. Наблюдались бесцветные микроигольчатые, голубоватые, зелено-черные удлиненно-призматические кристаллы турмалина. В прозрачных шлифах среди агрегата слюды нередки микровыделения «турмалиновых солнц». Состав турмалина изменяется от дравитовых разновидностей до шерла. Последний в апоскарновых грейзенах установлен в парагенезисе с лепидомеланом. Показатели преломления шерла, замеренные в иммерсионных жидкостях, следующие: $N_o = 1,667 \pm 0,002$, $N_e = 1,638 \pm 0,002$. Результаты химического анализа и рассчитанная кристаллохимическая формула приведены в табл. 4. Среди катионов, занимающих в структуре турмалина октаэдрические позиции, преобладает Fe²⁺; Mg занимает подчиненное положение.

В грейзеновых минеральных ассоциациях, формирующихся по скарнам, присутствует редкий минерал — селлаит (MgF₂). При кристаллооптическом изучении шлифов он наблюдался в ассоциации с мусковитом, флюоритом, аксессуарными бериллом, фенакитом. Представлен мелкими неправильными зернами, имеет резко отрицательный рельеф, преломление заметно ниже флюорита: $N_e = 1,388$, $N_o = 1,377$.



Фиг. 1. Диаграмма состава слюд скарнов и грейзенов

1 — флогопит скарнов; слюды апоскарновых грейзенов: 2 — мусковит, 3 — литий- и фторсодержащий лепидомелан, 4 — литий- и фторсодержащий биотит, 5 — циннвальдит среднеазиатского месторождения; 6 — мусковит теоретического состава $KAl_2(Si_3Al)_4O_{10}(OH)_2$; 7 — фенгит теоретического состава $KR_{0,5}Al_{1,5}(Si_{3,5}Al_{0,5})_4O_{10}(OH)_2$; 8 — биотит среднего состава по П. Н. Чирвинскому; 9 — биотит сениито-диоритов

Флюорит является одним из наиболее распространенных минералов апоскарновых грейзенов. Он развивается позже турмалина и замещает все ранее образованные минералы как скарнов, так и грейзенов. Акцессорной примесью флюорита является Be. Весьма часто отмечается примесь Sn ($3 \cdot 10^{-4}\%$), менее распространены примеси W ($1,3 \cdot 10^{-3}$), Pb (до $1 \cdot 10^{-3}\%$), Sb ($1 \cdot 10^{-3}$). В качестве структурной примеси постоянно присутствует Mn^{2+} ; содержания его составляют первые тысячные доли процента. Распространенной является также примесь Sr (до $1 \cdot 10^{-2}\%$) и в меньшей мере Ba ($1 \cdot 10^{-3}\%$). Сравнительно редко встречается примесь Nb и Zr (десятитысячные доли процента). В единичных случаях установлен Rb. Во флюорите присутствует также в небольших количествах примесь редкоземельных элементов как иттриевой, так и цериевой подгруппы. Отметим, что наличие примеси Sn, W, Nb, Rb характерно для флюоритов высокотемпературных месторождений.

Представляют интерес данные о повышенном содержании во флюорите калия и натрия, полученные по результатам химического анализа (табл. 5) ¹.

Из приведенных данных видно, что содержания K_2O и Na_2O составляют в среднем сотые доли процента, причем K_2O преобладает над Na_2O . Li в анализированных флюоритах не обнаружен.

Как показали микроскопические исследования, флюорит апоскарновых грейзенов во многих случаях содержит значительное количество первичных газовой-жидких включений, размер которых достигает 0,05 мм в поперечнике. Включения характеризуются наличием твердых минералов-узников, число которых одновременно может быть свыше четырех (Пашков, Комарова, 1972). Среди минералов-узников установлены га-

¹ Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР Г. Е. Каленчук методом пламенной спектрофотометрии. Чувствительность определений калия, натрия — $1 \cdot 10^{-3}\%$, лития — $1 \cdot 10^{-4}\%$.

Таблица 4

Химический состав и расчет формулы турмалина (аналитик В. А. Молева)

| Компоненты | Вес. % | Атомн. колич. | Делитель== | Валентность катионов |
|--------------------------------|--------|---------------|-------------------|----------------------|
| | | | =1,9561:19=0,0977 | |
| SiO ₂ | 34,64 | 0,5764 | 5,90 | 23,60 |
| TiO ₂ | 0,05 | 0,0006 | 0,04 | 0,04 |
| B ₂ O ₃ | 10,02 | 0,2878 | 2,94 | 8,82 |
| Al ₂ O ₃ | 32,80 | 0,6434 | 6,60 | 19,80 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,92 | 0,0490 | 0,50 | 1,50 |
| FeO | 10,07 | 0,1402 | 1,44 | 2,88 |
| MnO | 0,15 | 0,0021 | 0,02 | 0,04 |
| MgO | 3,05 | 0,0756 | 0,77 | 1,54 |
| CaO | 0,28 | 0,0050 | 0,05 | 0,10 |
| Na ₂ O | 2,34 | 0,0754 | 0,77 | 0,77 |
| K ₂ O | 0,03 | 0,0006 | — | — |
| Сумма . . . | | 1,8561 | 19,00 | 59,10 |
| | | | | —31 |
| H ₂ O ⁺ | 2,51 | 0,2788 | 2,85 | 28,10 (кислород) |
| | 99,89 | | | 2,90 (ОН) |

Не хватает ОН: 2,90—2,85=0,05 ОН=0,05% H₂O.

Формула турмалина: (Na_{0,77}Ca_{0,05}Mn_{0,02})_{0,84}(Mg_{0,77}Fe_{1,44}²⁺Fe_{0,50}³⁺Ti_{0,01}Al_{0,44})_{3,15}Al_{6,00} × × (B_{2,94}Al_{0,06})_{3,00}(Si_{5,90}Al_{0,10})_{6,00}(O_{28,10}OH_{2,90})_{31,00}

Таблица 5

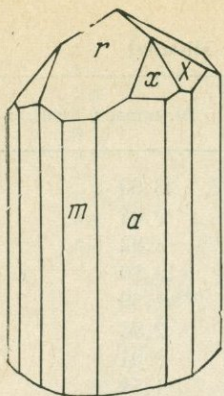
Содержание K₂O и Na₂O во флюорите (в вес. %)

| Компоненты | Образцы | | | | |
|-------------------|---------|-------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| K ₂ O | 0,068 | 0,167 | 0,017 | 0,017 | 0,024 |
| Na ₂ O | 0,016 | 0,022 | 0,006 | 0,005 | 0,020 |

лит и сильвин, которые и обуславливают повышенное содержание во флюорите K и Na. Соотношение объема газовой и твердой фаз в первичных включениях составляет 1/5. Гомогенизация включений происходит в жидкую фазу при температуре 320—340°С.

Акцессорный фенакит встречается в грейзенизированных калишпат-плагиоклазовых метасоматитах, формирующихся по скарнам. В этих метасоматитах фенакит развивается по полевым шпатам, частично замещенным тонкочешуйчатым мусковитом. Фенакит образует микрокристаллические выделения, размер которых составляет доли миллиметра, что значительно затрудняет его диагностику. Кристалл фенакита¹ огранен двумя гексагональными призмами — *a* (1120) и *m* (1010) — при некотором преобладании *a* над *m*; головка состоит из трех ромбоэдров: *r* (1011), *x* (1232) и *X* (1322), однозначно развитых (фиг. 2). В отдельных случаях фенакит присутствует также во флюорит-слюдистых грейзенах, где ассоциирует с флюоритом и турмалином. Наблюдались микропрожилки флюорита, заключающие кристаллики фенакита и тонкоиглольчатого турмалина.

¹ Кристалл замерен Т. А. Яковлевской на двукружном гониометре Гольдшмидта.



Фиг. 2. Кристалл фенакита

Фенакит считается весьма устойчивым минералом, и известные случаи его замещения немногочисленны. Они относятся к развитию по фенакиту в гипогенных условиях лишь бериллиевых минералов (Гинзбург и др., 1965). Гипергенные продукты изменения по фенакиту ранее не были установлены.

Проведенное изучение аксессуарного фенакита в апоскарновых грейзеновых образованиях показало, что он не принадлежит к минералам, исключительно трудно поддающимся изменениям. Во флюорит-слюдистых грейзенах наблюдалось замещение фенакита бериллом, в грейзенизированных полевошпатовых метасоматитах по скарнам фенакит замещается бавенитом.

Аксессуарный фенакит замещается не только бериллиевыми минералами, но также сульфидами, карбонатами, развивавшимися по грейзенам под воздействием более поздних гидротермальных растворов. На фиг. 3 можно видеть коррозию и замещение фенакита арсенипиритом.

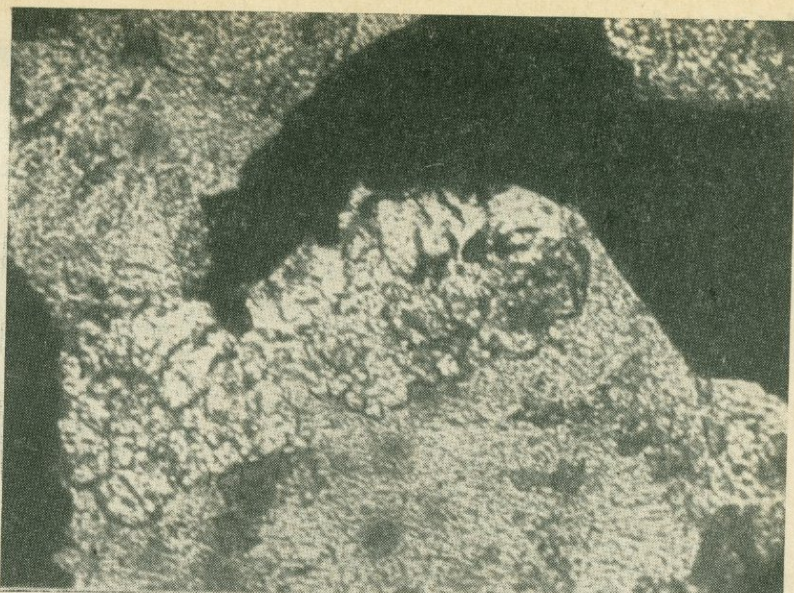
Во флюорит-слюдистых грейзенах образуются также своеобразные псевдоморфозы карбоната по фенакиту. Замещение, как правило, начинается с внутренней части микрокристалла; при этом избирательно могут замещаться лишь отдельные зоны. Нередко фенакит замещается карбонатом почти полностью, сохраняются только внешние грани его кристалликов (фиг. 4). По предварительным данным карбонат существенно кальциевый; в заметных количествах в нем присутствует Mg и в меньших — Fe и Mn ².

В псевдоморфозах по фенакиту, кроме карбоната, нередко развиваются минералы из группы гидроокислов железа, окрашивающие продукты изменения в охристый цвет. Присутствие гидроокислов железа связано, по-видимому, с дальнейшим разложением фенакита, уже в условиях зоны гипергенеза.

В развитых по скарнам грейзеновых метасоматитах аксессуарный берилл находится в ассоциации с калишпатом, мусковитом, турмалином, флюоритом, селлаитом и другими минералами. Берилл образуется после калишпата. Судя по микроструктурным соотношениям, мусковит частично выделяется несколько раньше берилла, а также кристаллизуется совместно с ним. В апоскарновых грейзенах наблюдались голубые бериллы — аквамарины, представленные удлиненно-призматическими кристалликами, образованными гранями призмы $\{10\bar{1}0\}$ и пинакоида $\{0001\}$. Показатели преломления аквамарина, замеренные в иммерсионных жидкостях с точностью $\pm 0,002$, следующие: N_o — 1,580, N_e — 1,574. Состав аквамарина, полученный по результатам химического анализа, приведен в табл. 6. Как видно, берилл характеризуется довольно высоким содержанием — (2,18%) Fe_2O_3 и небольшой суммой щелочей. Среди редких щелочей устанавливается преобладание Cs над Li . По сумме щелочей анализированный берилл относится к слабощелочному натриево-калиевому типу (Фекличев, 1964). С этим согласуется и удлиненно-призматический облик кристаллов, типичный для бесщелочных и слабощелочных бериллов.

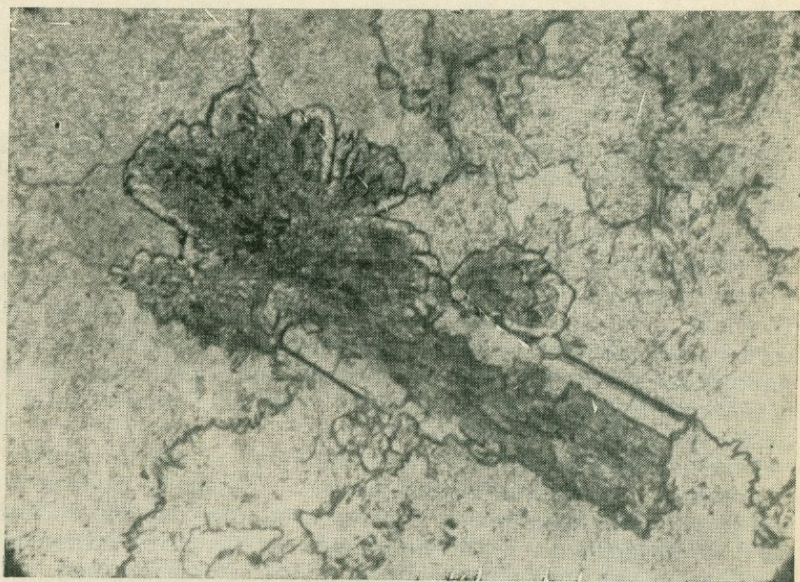
Для сравнения состава аквамарина из апоскарновых грейзенов был сделан химический анализ аксессуарного голубого берилла (табл. 7) из

² Состав зерен карбоната изучала в прозрачных шлифах лазерно-спектральным микроанализатором (ЛМА-1) Г. Л. Васильева (спектральная лаборатория ИГЕМ АН СССР).



Фиг. 3. Коррозия и замещение арсенопиритом (черное) фенакита (белое рельефное выделение)

Основное серое поле — агрегат мусковита, флюорита и турмалина (прогр. шлиф, без анал., увел. 150)



Фиг. 4. Псевдоморфоза карбоната (темно-серое) по фенакиту (призматический кристалл и наросты на него веерообразные сростки)

Основное поле — мусковит и флюорит (прогр. шлиф, без анал., увел. 90)

существенно иной геологической обстановки, а именно из кварцевых жил. Для этого берилла характерно отсутствие Са, Mg; количество Fe вдвое меньше; содержание щелочей весьма низкое — сумма R_2O —0,5%.

В отношении изменений берилла отметим следующее. Наблюдалось замещение берилла фенакитом одновременно с мусковитом и топазом

Таблица 6

Химический состав и расчет формулы аквамарина из грейзенов по скарнам (аналитик В. А. Молева)

| Компоненты | Вес. % | Атомн. колич. | Делитель= =2,0062:11=0,1823 | Валентность катионов |
|--------------------------------|--------|---------------|--------------------------------|----------------------|
| SiO ₂ | 63,82 | 1,0620 | 5,83 | 23,32 |
| TiO ₂ | Следы | — | — | — |
| Al ₂ O ₃ | 16,80 | 0,3296 | 1,81 | 5,43 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,18 | 0,0272 | 0,15 | 0,45 |
| BeO | 13,10 | 0,5237 | 2,88 | 5,76 |
| MgO | 0,72 | 0,0179 | 0,09 | 0,18 |
| CaO | 0,70 | 0,0125 | 0,07 | 0,14 |
| Na ₂ O | 0,84 | 0,0272 | 0,15 | 0,15 |
| Li ₂ O | 0,027 | 0,0018 | 0,01 | 0,01 |
| Cs ₂ O | 0,117 | 0,0008 | — | — |
| Rb ₂ O | 0,008 | 0,0002 | — | — |
| MnO | 0,05 | 0,0007 | — | — |
| K ₂ O | 0,12 | 0,0026 | 0,01 | 0,01 |
| Сумма . . . | | 2,0062 | 11,0 | 31,45 |
| П. п. п. | 1,65 | 0,1833 (ОН) | 1,00 | —18 |
| | | | | 17,45 (кислород) |
| | | | | 0,55 (ОН) |
| Сумма . . . | 100,13 | | | |

Избыток ОН=1,00—0,55=0,45 (ОН)=0,74% H₂O.

Формула аквамарина: $(\text{Be}_{2,88}\text{Na}_{0,15}\text{K}_{0,01}\text{Ca}_{0,07})_{3,11}(\text{Al}_{1,64}\text{Fe}_{0,15}^{3+}\text{Mg}_{0,09}\text{Li}_{0,01})_{1,89} \times (\text{Si}_{5,83}\text{Al}_{0,17})_{6,0}(\text{O}_{17,45}\text{OH}_{0,55})_{18,00}$.

Примечание. Дробные коэффициенты при группах катионов обусловлены не вполне точным определением воды из-за малого количества минерала.

(фиг. 5), т. е. ассоциацией высокотемпературных минералов грейзенового процесса. Указанные соотношения возникают, по-видимому, при наложении на ранние триасовые грейзены более молодых верхнеюрских грейзенов. Наконец, отметим, что в поздних растворах берилл интенсивно замещается кальцитом.

Эвклаз $\text{Al}(\text{BeSiO}_4\text{OH})$ — редкий бериллийсодержащий силикат — установлен во флюорит-слюдистых грейзенах, сформировавшихся по магнезиальным скарнам в контакте дайки порфировидных гранитов. Эвклаз представлен удлиненно-призматическими микрокристалликами и их сростками в виде веерообразных и сферолитовых агрегатов. Наблюдались двойники.

В прозрачных шлифах эвклаз бесцветен, для него свойственно высокое двупреломление: $N_g - N_p = 0,020$, большой угол погасания с $N_g = +41^\circ$, положительное удлинение.

В апоскарновых грейзенах рудного поля эвклаз устойчиво ассоциирует с мусковитом, содержащим высокие количества Fe^{3+} , с аксессуарным фенакитом, берtrandитом и другими минералами. Эвклаз замещается флюоритом, а также флюоритом и карбонатом, причем последний развивается по флюориту.

Таблица 7

Химический состав и расчет формулы аксессуарного берилла из кварцевых жил
(аналитик В. А. Молева)

| Компоненты | Вес. % | Атомн. колич. | Делитель= =2,0408:11=0,1855 | Валентность катионов |
|--------------------------------|--------|---------------|--------------------------------|----------------------|
| SiO ₂ | 65,52 | 1,0304 | 5,88 | 23,52 |
| TiO ₂ | 0,05 | 0,0003 | — | — |
| Al ₂ O ₃ | 18,02 | 0,3536 | 1,91 | 5,73 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,00 | 0,0126 | 0,07 | 0,21 |
| FeO | 0,86 | 0,0120 | 0,06 | 0,12 |
| BeO | 14,00 | 0,5597 | 3,02 | 6,04 |
| K ₂ O | 0,05 | 0,0010 | — | — |
| Na ₂ O | 0,30 | 0,0096 | 0,05 | 0,05 |
| Li ₂ O | 0,02 | 0,0014 | 0,01 | 0,01 |
| Cs ₂ O | 0,06 | 0,0004 | — | — |
| Rb ₂ O | 0,003 | 0,0002 | — | — |
| Сумма . . . | | 2,0408 | 11,00 | 35,68 |
| | | | | —18 |
| H ₂ O ⁺ | 0,60 | 0,0666 | 0,36 | 17,68 (кислород) |
| | | | | 0,32 (ОН) |
| Сумма . . . | 100,48 | | | |

Избыток ОН=0,36—0,32=0,04 (ОН)=0,07% H₂O.Формула берилла: $(\text{Be}_{3,02}\text{Na}_{0,05})_{3,07}(\text{Al}_{1,79}\text{Fe}_{0,07}^{3+}\text{Fe}_{0,06}^{2+}\text{Li}_{0,01})_{1,83}(\text{Si}_{5,88}\text{Al}_{0,12})_{6,00} \times (\text{O}_{17,68}\text{OH}_{0,32})_{18,00}$

В составе эвклаза, по данным химического анализа, выполненного В. А. Молевой, установлены следующие компоненты (в %): SiO₂—42,78, Al₂O₃—34,54, BeO—16,68, H₂O—6. Формула минерала: Al_{1,01}(BeSi_{1,07}O₄ОН), отношение Be/Al=1; в берилле отношение Be/Al=1,5. Количество Al₂O₃ в эвклазе в весовых процентах приблизительно в два раза больше, чем в берилле, т. е. эвклаз является более высокоглиноземистым минералом, чем берилл.

Бавенит, довольно редкий кальциевый бериллийсодержащий силикат, формируется в грейзеновом процессе в фельдшпатизированных гранат-пироксеновых скарнах. Бавенит выделяется позже фенакита и берилла, замещая полевой шпат и гранат (фиг. 6). Бертрандит, один из последних по времени выделения аксессуарных бериллиевых минералов, тесно ассоциирует с бериллом, эвклазом и замещает их.

Рассмотренные минеральные ассоциации показывают, что в процессе грейзенизации по скарнам образовались различные минеральные типы грейзенов: флюорит-мусковитовые, флюорит-турмалин-мусковитовые, флюорит-селлаит-мусковитовые, турмалин-флюорит-лепидомелановые, флюорит-биотитовые. В качестве реликтовых минералов в них могут присутствовать гранат, эпидст, магниезиальный хлорит, серпентин и др. Характерной чертой апоскарновых грейзенов в отличие от грейзенов по гранитам является обогащение флюоритом. Флюорит-слюдистые метасоматиты по скарнам следует рассматривать в качестве аналогов грейзенов по гранитам.

На составе слюд и других апоскарновых грейзеновых минералов отчетливо отразилось влияние вмещающей среды. Наряду с мусковитом, содержащим примесь фенгитового компонента, возникали триоктаэдри-



Фиг. 5. Берилл (Б), замещенный ассоциацией мусковита (М), топаза (Т), фенакита (Ф) и флюорита (черное) (прозр. шлиф, николи +, увел. 70)

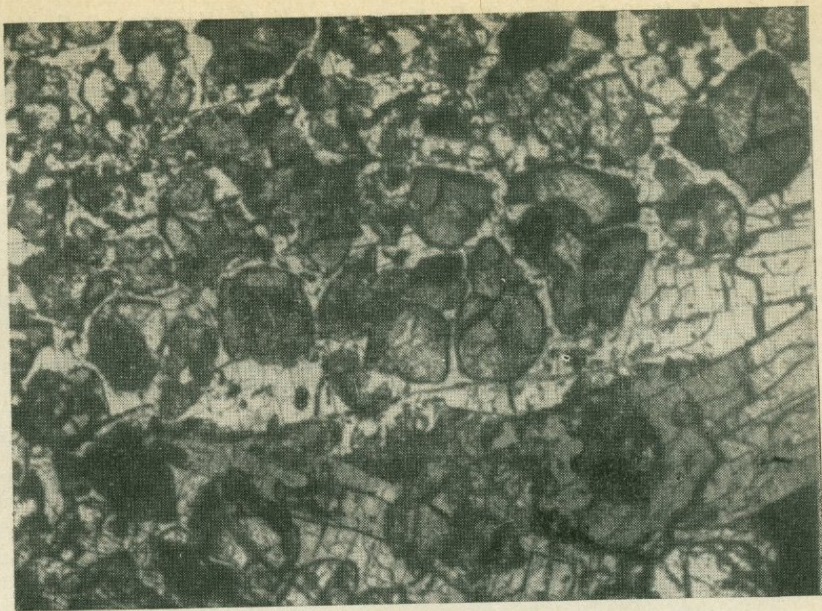
ческие магнезиально-железистые слюды с высоким содержанием F. Повышенное количество Mg, Ca, Fe устанавливается в акцессорном берилле. Бавенит отличается наиболее высоким содержанием Ca по сравнению с известными опубликованными данными.

Подчеркнем следующие условия образования акцессорных бериллиевых минералов, образующихся при грейзенизации скарнов. Фенакит в процессе грейзенизации тесно связан с апоскарновыми щелочными метасоматитами. Он выделяется позже альбита и калишпата; в ассоциации с мусковитом фенакит замещается в отдельных случаях бериллом. Постоянное сонахождение в парагенезисе с фенакитом флюорита подтверждает роль фтористых соединений, возможно в виде фторо-бериллатов, в переносе Be и образовании фенакита (Соболев, Новоселова, 1959). Устойчивая ассоциация фенакита с турмалином позволяет предполагать, что в переносе бериллия наряду с фтористыми соединениями участвовал в качестве минерализатора также и бор.

Г. В. Букиным (1967) экспериментально установлено, что фенакит кристаллизуется в слабокислой, нейтральной и слабощелочной средах. Наблюдавшаяся нами тесная связь фенакита со щелочными метасоматитами показывает, что наиболее благоприятной для образования фенакита являлась, по-видимому, слабощелочная обстановка.

Полевошпатовые метасоматиты формируются в стадию раннего щелочного метасоматоза. Условия слабощелочной и близкой к нейтральной обстановке, очевидно, сохранялись и в начале процесса грейзенизации, когда происходило стложение фенакита. Раздельное нахождение в грейзеновых метасоматитах акцессорных фенакита и берилла в основном обусловлено, по-видимому, дефицитом алюминия в рудообразующих растворах в начале процесса грейзенизации, а также различными значениями кислотности — щелочности, при которых кристаллизуются оба этих минерала. Если для фенакита оптимальной является слабощелочная, нейтральная обстановка, то для берилла более благоприятна кислая:

Таким образом, совместный парагенезис этих минералов, по-видимому, возможен в узком интервале значений рН.



Фиг. 6. Бавенит (белое, спайность в двух направлениях), содержащий реликты анізотропного граната (рельефные выделения) (прозр. шлиф, николи +, увел. 70)

Как и аксессуарный берилл, эвклаз является типоморфным минералом грейзенового процесса. Эвклаз развивается не только в грейзенах по гранитам, что отмечалось в литературе, но также в апоскарновых грейзенах, формирующихся в условиях близкого контакта с гранитоидами. По времени выделения эвклаз образуется близко с бериллом, но для последнего диапазон кристаллизации, по-видимому, более широкий. Устойчивая минеральная ассоциация эвклаза в грейзенах по гранитам с топазом, а в апоскарновых грейзенах различных месторождений с хризобериллом и «ферримусковитом» свидетельствует, что образование эвклаза происходит при высокой активности в рудоносных растворах алюминия и высоком потенциале кислорода.

Отложение аксессуарного гельвина связано с началом кристаллизации сульфидов. Бериллий, входящий в состав гельвина, по-видимому, заимствовался растворами при замещении ранее выделившихся бериллиевых минералов.

Таким образом, в течение одного этапа грейзенизации переотложение Be могло происходить неоднократно: при замещении фенакита бериллом, при разложении этих минералов в сульфидную стадию и отложении здесь гельвина. Дальнейшее переотложение Be и его вынос из сферы рудоотложения связаны с воздействием на выделившиеся в процессе грейзенизации бериллиевые минералы поздних растворов повышенной щелочности или кислотности.

ЛИТЕРАТУРА

- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. Изд-во «Наука», 1964.
- Букин Г. В. Условия кристаллизации фенакит-бертрандит-кварцевой ассоциации (экспер. данные).— Докл. АН СССР, серия геол., 1967, 176, № 3.
- Гинзбург А. И., Берхин С. И. О составе и химической конституции литиевых слюд.— Труды Мин. музея, 1953, вып. 5.

- Гинзбург А. И., Заболотная Н. П., Куприянова И. И., Назарова А. С., Новикова М. И., Шпанов Е. П. Берtrandит-фенакитовые месторождения — новый тип бериллиевого сырья. — Геол. месторожд. редких элементов, 1965, вып. 27.
- Гинзбург А. И., Куприянова И. И. Влияние вмещающих пород на особенности развития редкометальной минерализации, связанной с гранитными пегматитами и грейзенами. — В сб. «Минеральные месторождения» (Межд. геол. конгресс. XXIV сессия. Докл. сов. геол.). Изд-во «Наука», 1972.
- Пашков Ю. Н., Комарова Г. Н. Данные изучения первичных газово-жидких включений в грейзеновом флюорите Гарсонуйского месторождения в Восточном Забайкалье. Автореф. работ сотрудников ИГЕМ за 1971 г. М., 1972.
- Соболев Б. П., Новоселова А. В. О роли фтористых соединений в переносе бериллия и образовании фенакита. — Гесхимия, 1959, № 1.
- Соколов Г. А., Комаров П. В. О связи грейзенов и их оруденения со скарнами. — В сб. «Эндогенные рудные месторождения» (Межд. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол.). Изд-во «Наука», 1968.
- Смит Дж. В., Йодер Х. С. Экспериментальные и теоретические исследования полиморфизма слюд. — В кн. «Вопросы геологии и минералогии слюд». Изд-во «Мир», 1965.
- Фекличев В. Г. Берилл. Изд-во «Наука», 1964.
- Яковлев П. Д., Ай Юнь-фу. Об условиях образования минералов бериллия в известняках и скарнах. — Геол. рудн. месторожд., 1964, № 5.
- Kanehira K., Banno S. Ferriphengite and aegirine jadeite from the Junori district. — J. Geol. Soc. Japan, 1960, N 66.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| Предисловие | 3 |
| <i>Л. И. Лукин, И. З. Корин, Г. Г. Кравченко, Е. П. Малиновский, Ю. Г. Сафонов, В. Ф. Чернышев.</i> Структурные условия рудообразования как один из факторов, определяющих генетические особенности эндогенных рудных месторождений | 5 |
| <i>Д. И. Павлов.</i> Значение экзогенных хлоридных вод для формирования рудообразующих растворов эндогенных месторождений разных стадий геосинклинального цикла геологического развития | 19 |
| <i>И. Н. Кигай.</i> О роли коллоидов в гидротермальном рудообразовании | 32 |
| <i>Р. М. Константинов, С. В. Сиротинская.</i> Логико-информационные исследования эндогенных рудных формаций и вариационные ряды рудных месторождений | 68 |
| <i>Ю. П. Миронов.</i> Лингвистический вариант математического моделирования геологического процесса | 83 |
| <i>И. Н. Томсон, О. П. Полякова, Н. Т. Кочнева.</i> Мегасвод Восточного Забайкалья и связь с ним нижнемелового «эпитермального» оруденения | 92 |
| <i>П. В. Комаров.</i> Геохимические закономерности, обуславливающие различия составов горных пород и полезных ископаемых по определяющим петрогенным окислам | 102 |
| <i>Н. В. Павлов, И. И. Григорьева.</i> Хромитоносные формации ультрабазитов складчатых областей | 109 |
| <i>Г. Г. Кравченко.</i> Структурные особенности хромитовых месторождений, формировавшихся в различных тектонических условиях | 117 |
| <i>В. Н. Дубровский, И. Д. Савинский, С. В. Сиротинская.</i> Опыт определения уровня эрозионного среза сульфидно-касситеритовых рудных тел по комплексу элементов-примесей в касситерите | 127 |
| <i>Е. И. Доломанова, Т. И. Лосева, А. И. Цепин.</i> К вопросу о химическом составе твердых осадков в вакуолях касситерита, турмалина и кварца из оловорудных месторождений | 138 |
| <i>Н. А. Озерова, В. С. Балицкий, В. В. Комова, И. П. Лапутина, М. Г. Добровольская, Ю. К. Воробьев, Ю. Н. Пашков, Л. Н. Вальсов, В. Д. Сидельникова, Ю. В. Финкельштейн, Г. В. Басова.</i> Селенсодержащие сульфиды ртути (по экспериментальным данным и природным наблюдениям) | 150 |
| <i>М. М. Повилайтис.</i> О принципах систематики магматогенных рудных месторождений (на примере месторождений вольфрама) | 180 |
| <i>Д. О. Онтоев.</i> О продолжительности формирования некоторых сульфидно-вольфрамитовых и силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений Забайкалья | 197 |
| <i>Т. Н. Шадлун, М. Г. Добровольская.</i> Критерии выделения минеральных парагенезисов и использование их при изучении последовательности рудоотложения в свинцово-цинковых и колчеданных месторождениях | 206 |
| <i>Г. Н. Комарова.</i> О типоморфных минералах апоскарновых грейзенов | 222 |

УДК 553.271.7

Структурные условия рудообразования как один из факторов, определяющих генетические особенности эндогенных рудных месторождений. Лукин Л. И., Корин И. З., Кравченко Г. Г., Малиновский Е. П., Сафонов Ю. Г., Чернышев В. Ф. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

Рассматриваются закономерные соотношения между генетическими особенностями рудных месторождений и структурно-геологической обстановкой их формирования. На примере собственно магматических, пегматитовых, скарновых, гидротермальных вольфрамитовых и золоторудных месторождений устанавливаются общие закономерности развития процесса эндогенного рудообразования на фоне необратимо изменяющихся структурных условий в рудовмещающем блоке. Намечаются определенные ряды типов месторождений с постепенно меняющейся структурной характеристикой — от более простых к сложным — при одновременной смене вещественного состава руд и окорудного изменения вмещающих пород. Возрастание роли хрупких деформаций и их прогрессивное развитие обуславливают повышение степени структурной открытости системы рудообразования и как следствие способствуют возникновению все более низкотемпературного гидротермального оруденения. Анализ геологических данных приводит, исходя из предлагаемого представления об относительной структурной открытости — закрытости системы рудоотложения — той совокупности структурных условий, которая влияет на изменение параметров рудообразующей среды. Илл. 2, библи. 21 назв.

УДК 553.272

Значение экзогенных хлоридных вод для формирования рудообразующих растворов эндогенных месторождений разных стадий геосинклиального цикла геологического развития. Павлов Д. И. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

Намечаются контуры возможного участия экзогенных хлоридных вод в формировании рудообразующих растворов эндогенных месторождений с учетом его изменения в ходе геологической эволюции. Выяснено, что экзогенные хлоридные воды закономерно проявляются на ранней, средней и поздней стадиях геосинклиального цикла геологического развития и на его платформенном этапе. При этом они оказываются значимым компонентом рудоносных растворов для всех трех выделенных В. И. Смирновым групп источников металлов в рудах: ювенильных, ассимиляционных и фильтрационных. В целом с экзогенными хлоридными водами (в том числе рассольных концентраций) связана определенная гамма рудообразующих компонентов: железо, марганец, свинец, цинк, медь, серебро, мышьяк, сурьма, ртуть, возможно, золото и др. Библи. 46 назв.

УДК 553.065

О роли коллоидов в гидротермальном рудообразовании. Кигай И. Н. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

В работе на основании детального изучения колломорфных агрегатов касситерита и кварца Лифудзинского оловорудного месторождения и с привлечением литературных данных рассматривается вопрос об участии коллоидов в гидротермальном минералообразовании. Основное внимание уделяется критериям участия гелей в минералообразовании и степени надежности различных критериев. При этом учитывается возможность образования типично колломорфных агрегатов как коагуляционным, так и непосредственно кристаллизационным путем. Несмотря на возможность конвергенции некоторые рассматриваемые в статье критерии гелевого происхождения колломорфных агрегатов можно считать достаточно надежными, но применение их требует в ряде случаев более детальных исследований состава и внутренней структуры агрегатов, чем зачастую делалось ранее.

Рассматриваются причины возникновения гелей при гидротермальном минералообразовании и влияние различных факторов (температуры, давления и силы тяжести) на особенности отложения гелей и проявление в них синерезиса, а также метаморфизм гелей, явление гелевого метасоматоза и возможное практическое значение метакolloидных образований. Табл. 1, илл. 19, библи. 68 назв.

УДК 553.062 : 519.2

Логико-информационные исследования эндогенных рудных формаций и вариационные ряды рудных месторождений. Константинов Р. М., Сиротинская С. В. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

Применение логико-информационных методов позволяет более точно находить связи между минеральным составом и геологическими особенностями рудных месторождений. В связи с этим предлагается выделять рудные формации как группы месторождений, у которых близкий минеральный состав функционально связан с близкими геологическими условиями образования. Логико-информационное изучение связей различных геологических особенностей месторождений наиболее эффективно при группировке этих месторождений в вариационные ряды, т. е. в порядке постепенного направленного изменения заранее обусловленного исследуемого признака месторождений. Кратко характеризуется математический аппарат, применяемый при изучении вариационных рядов месторождений, и в качестве примера рассматривается логико-информационное изучение геологических факторов, влияющих на соотношения олова и вольфрама в вариационном ряду оловянно-вольфрамовых месторождений. Табл. 5, библи. 11 назв.

УДК 55 : 519.2

Лингвистический вариант математического моделирования геологического процесса. Мионов Ю. П. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

Рассмотрена формальная модель термогидроколонны, приводящей к формированию гранитоидного массива. Модель задана с привлечением аппарата математической лингвистики. Решение систем уравнений, аналогичных уравнениям языка АЛГОЛ, позволило получить проверяемые следствия. Теоретически полученные геологические следствия сравнивали с реально наблюдающимися данными. В результате установлено, что некоторые минеральные ассоциации Восточного Забайкалья взаимосвязаны между собой. Взаимосвязанные минеральные ассоциации приурочены к краевым частям мегасвода Восточного Забайкалья. Библи. 3 назв.

Мегасвод Восточного Забайкалья и связь с ним нижнемелового «эпитермального» оруденения. Томсон И. Н., Полякова О. П., Кочнева Н. Т. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

Изучены мезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья, которые играют важную роль в локализации оруденения. На примере Восточно-Забайкальского мегасвода показано, что в Восточном Забайкалье структуры данного типа определяют особенности пространственного размещения эпитермальных рудных месторождений раннемелового этапа, в числе которых находятся флюоритовые месторождения, баритовые, ртутные, сурьмяные, золотые и др. Эти месторождения образуют пояса и зоны, следующие вдоль концентрических дислокаций мегасвода. При этом намечаются внутренний пояс и внешний, локализованный у подножья свода.

Выявленные закономерности в комплексе с другими структурными факторами могут использоваться при локальном прогнозировании и изучении распределения эпитермальных эндогенных формаций в рудных провинциях. Илл. 6, библи. 13 назв.

УДК 550.4 : (552+553)

Геохимические закономерности, обуславливающие различия составов горных пород и полезных ископаемых по определяющим петрогенным окислам. Комаров П. В. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

Формирование земной коры происходило в результате последовательной многоступенчатой дифференциации одного исходного вещества протопланеты, за которое принимается средний состав метеоритного вещества. В процессе выплавления коры из мантии и ее эволюции формировались горные породы и тела полезных ископаемых; причем их образование происходило в результате проявления трех основных форм миграции элементов — в виде расплавов, механических взвесей и растворов. Особенности геохимической дифференциации элементов и различные формы миграции вещества обусловили возможность установления петрохимических типов горных пород и выявление тел полезных ископаемых в геологических разрезах по четырем определяющим петрогенным окислам — SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO . Табл. 1, библи. 10 назв.

УДК 553.461

Хромитоносные формации ультрабазитов складчатых областей. Павлов Н. В., Григорьева И. И. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

Рассматривается связь хромитового оруденения с различными комплексами ультрабазитов. В ряду формаций ультрабазитов в качестве промышленно хромитоносных выделяются перидотит-ортопироксенит-норитовая на платформах и габбро-норит-гарцбургитовая и перидотитовая в складчатых областях. Перидотитовая формация подразделяется на несколько субформаций: собственно гарцбургитовую, дунит-лерцолит-гарцбургитовую, пироксенит-гарцбургитовую, дунит-гарцбургитовую и дунит-троктолит-гарцбургитовую. Наиболее крупные концентрации высокохромистых руд связаны с массивами, принадлежащими двум последним субформациям. Перспективная хромитоносность определяется, кроме того, приуроченностью массивов к долгоживущим региональным разломам, разделяющим структуры первого порядка, а также нахождением массивов в каледонских или герцинских структурах. Рассматриваются хромитовые месторождения, связанные с перечисленными субформациями ультрабазитов. Библи. 10 назв.

УДК 553.461 : 553 : 291

Структурные особенности хромитовых месторождений, формировавшихся в различных тектонических условиях. Кравченко Г. Г. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

Хромитовые месторождения геосинклинальных зон в период их образования испытывали тектонические деформации. Интенсивность усилий, действовавших на кристаллизовавшиеся рудносилкатные массы, была непостоянной в разных районах. Об этом свидетельствуют сравнительные данные о структурных особенностях различных месторождений хромитовых руд. В пределах месторождений, подвергшихся в процессе их формирования воздействию интенсивных тектонических усилий, ориентированные тектуры приобрели непостоянное направление и зачастую — секущее положение по отношению к псевдослоистости пород. Широко распространены тектуры растаскивания, складки нескольких типов, а также рудные жилы, которые объединяются в три возрастные группы. Установлены рудные и дунитовые брекчии и некоторые другие структурные элементы, свидетельствующие о весьма неспокойных тектонических условиях формирования рудных тел. В то же время в пределах месторождений, испытавших в период образования относительно небольшие тектонические деформации, направление ориентированных тектур достаточно устойчиво и согласуется с залегающим псевдослоистости пород; тектуры растаскивания имеют ограниченное распространение, складчатые структуры весьма редки. Рудные жилы встречаются в единичных случаях. Дунитовые и хромитовые брекчии не установлены. Библи. 8 назв.

УДК 553.45 : 551.311.2 : 519.2

Опыт определения уровня эрозионного среза сульфидно-касситеритовых рудных тел по комплексу элементов-примесей в касситерите. Дубровский В. Н., Савинский И. Д., Сиротинская С. В. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

На примере минерализованных зон Комсомольского рудного района показана возможность эффективного использования алгоритмов распознавания образцов для оценки уровня эрозионного среза сульфидно-касситеритовых рудных тел по комплексу элементов-примесей в касситерите. С помощью метода тупиковых тестов выявлен набор информативных элементов-примесей, по которым вычислены информационные веса девяти эталонных зон минерализации и осуществлена разбраковка 18 контрольных объектов. Показано, что касситериту верхних и средних частей зон минерализации свойственны повышенные концентрации Fe, Mn, Be, Sc, V и W, в то время как на глубоких горизонтах преобладают Ga и Nb.

Приведены данные о нулевой информативности In, Tl и Zr, свидетельствующие о примерно равных содержаниях этих элементов в касситерите верхних и корневых частей рудных тел и их непригодности для определения уровня эрозионного среза последних. На основании обработки результатов спектрального и химического анализов касситерита по программе алгоритма «Потенциал» сделан вывод о близости по элементам-примесям верхних и средних частей зон минерализации и о существенном отличии по тем же признакам касситеритов глубоких горизонтов. Табл. 8, илл. 2, библиограф. 10 назв.

УДК 553.45 : 549 : 550.4

К вопросу о химическом составе твердых осадков в вакуолях касситерита, турмалина и кварца из оловорудных месторождений. Доломанова Е. И., Лосева Т. И., Цепин А. И. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

В статье впервые приводятся данные рентгеноспектрального микроанализа о химическом составе твердых осадков в вакуолях касситерита и турмалина и существенно дополненные сведения о составе аналогичных осадков в вакуолях кварца. Минеральный вид осадков определяется на основе имеющихся сведений по составу минеральных парагенезисов и микровключений, присутствующих в перечисленных выше минералах. Илл. 6, библиограф. 13 назв.

УДК 549.333; 550.42

Селенсодержащие сульфиды ртути (по экспериментальным данным и природным наблюдениям). Озерова Н. А., Балицкий В. С., Комова В. В., Лапутина И. П., Добровольская М. Г., Воробьев Ю. К., Пашков Ю. Н., Вяльсов Л. Н., Сидельникова В. Д., Финкельштейн Ю. В., Басова Г. В. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

В статье приведены данные изучения селенсодержащих сульфидов ртути (синтезированных в растворах различного состава и при разных температурах) методами рентгеноспектрального и рентгеноструктурного анализов, исследования спектров отражения, микротвердости и т. д. Полученные результаты сопоставлены с природными наблюдениями и литературными данными. Табл. 7, илл. 17, библиограф. 40 назв.

УДК 553.463

О принципах систематики магматогенных рудных месторождений (на примере месторождений вольфрама). Повилайтис М. М. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

В зависимости от структурных условий формирования магматических комплексов, с которыми ассоциированы в пространстве и по времени образования месторождения вольфрама, последние объединяются в три рудные формации: силикатно-вольфрамовую (плутоногенную), сульфидно-вольфрамовую (вулканоплутоногенную) и антимонитно-вольфрамовую (вулканогенную). По ряду сопряженных изменений минерального состава руд и обуславливающих эти изменения конкретных геологических факторов произведено подразделение вольфраморудных формаций на более мелкие таксономические единицы. Табл. 1, библиограф. 16 назв.

УДК 553.463.45(571.55)

О продолжительности формирования некоторых сульфидно-вольфрамитовых и силикатно-сульфидно-касситеритовых месторождений Забайкалья. Онтеев Д. О. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

На основе критического анализа имеющихся в литературе понятий и терминов, относящихся к временным соотношениям эндогенной минерализации, дается градация геологического времени эндогенной минерализации (эпоха минерализации, этап минерализации, стадия минерализации, ступень минерализации). Приводятся данные о многостадийном формировании изученных месторождений Забайкалья и значения абсолютного возраста рудоносных гранитов. Выяснено, что методами абсолютной геохронологии (с точностью анализа для мезозоя $\pm 5-7$ млн. лет) не представляется возможным расчленить отдельные стадии минерализации. Однако установлено, что каждое из изученных месторождений сформировалось в течение одного этапа минерализации в связи с проявлением одновозрастного (среднеюрского или верхнеюрского) гранитоидного магматизма. Продолжительность этапа минерализации оценивается в $10-15 \pm 5-7$ млн. лет. Табл. 3, библиограф. 24 назв.

УДК 553.2 : 553.44'661.2

Критерии выделения минеральных парагенезисов и использование их при изучении последовательности рудоотложения в свинцово-цинковых и колчеданных месторождениях. Шадлун Т. Н., Добровольская М. Г. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

На примере свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических руд месторождений Восточного Забайкалья, Средней Азии, Кавказа, Урала и Алтая рассмотрены главные парагенетические минеральные ассоциации и критерии их выделения. К основным критериям, позволяющим уверенно говорить о возрастных соотношениях и последовательности образования минеральных парагенезисов, отнесены следующие: наличие секущих соотношений различных или близких по составу минеральных агрегатов; резкая пространственная обособленность различных по составу минеральных агрегатов; редкая пространственная обособленность замещения, сопровождающегося переотложением или регенерацией замещенных минералов; наличие признаков реакционного взаимодействия между ранними минералами и образованиями поздних стадий, приводящего к новообразованиям; наличие признаков деформации минералов, сопровождающейся цементацией более поздними минеральными агрегатами; широко распространенные признаки перекристаллизации, перегруппировки в ранних минералах и отсутствие их в поздних; признаки унаследованности более поздними мине-

ральными парагенезисами элементов, типичных для ранних минеральных ассоциаций. При изучении руд могут быть выявлены либо отдельные из указанных признаков, либо несколько признаков в совокупности. В последнем случае возможно выделение не только минеральных парагенезисов, но и стадий минералообразования, что необходимо для изучения закономерностей и условий формирования руд. Илл. 12, библ. 26 назв.

УДК 553.064.3 : 549(571.55)

О типоморфных минералах апоскарновых грейзенов. Комарова Г. Н. «Проблемы эндогенного рудообразования». Изд-во «Наука», 1974 г.

К числу типоморфных минералов апоскарновых грейзенов относятся слюды, турмалин, флюорит, селлаит, акцессорные фенакит, берилл, эвклаз, бавенит и др. Слюды имеют различный состав и представлены мусковитом, биотитом, лепидомеланом. Для них характерны высокое содержание фтора, акцессорная примесь лития, рубидия, цезия. Флюорит — один из наиболее распространенных минералов — выделяется позже слюды и турмалина при температуре выше 320—340°С. Фенакит тесно связан с грейзенизированными апоскарновыми полевошпатовыми метасоматитами. Берилл развивается при грейзенизации гранитов, в меньшей мере скарнов, где он чаще представлен железосодержащим аквамаринном. Эвклаз — редкий минерал бериллия — возникает при грейзенизации скарнов, находящихся в близком контакте с гранитами. Эвклаз ассоциирует с железистым мусковитом и хризобериллом. При грейзенизации скарнов образуются флюорит-мусковитовые, флюорит-турмалин-мусковитовые, флюорит-селлаит-мусковитовые, турмалин-флюорит-лепидомелановые, а также флюорит-биотитовые минеральные типы грейзенов. В качестве реликтовых минералов в них могут присутствовать гранат, эпидот, магниезальный хлорит и др. Табл. 7, илл. 6, библ. 12 назв.

**Проблемы эндогенного
рудообразования**

*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор *В. И. Гречин*
Редактор издательства *Ю. Г. Гордина*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Художник *Э. Л. Эрман*
Технический редактор *Ф. М. Хенох*

Сдано в набор 7/III 1974 г. Подпис. к печ. 17/VII 1974 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская, № 2.
Усл. печ. л. 21,17. Уч.-изд. л. 20,9. Тираж 1400.
Г-12609. Тип. зак. 4073. Цена 1 руб. 50 коп.

Издательство «Наука»,
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21
2-я типография издательства «Наука»,
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

1 р. 50 к.

1008