

Ю. М. ДЫМКОВ

УРАНОВАЯ
МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
РУДНЫХ ГОР

Атомиздат · 1960

Ю. М. ДЫМКОВ

УРАНОВАЯ
МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
РУДНЫХ ГОР

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛИТЕРАТУРЫ
В ОБЛАСТИ АТОМНОЙ НАУКИ И ТЕХНИКИ
МОСКВА 1960

СОДЕРЖАНИЕ

От автора	3
Жильные формации и парагенезисы	5
Эпохи и этапы минерализации	10
Стадии минерализации	17
Силикатно-окисная стадия	17
Кварцево-сульфидная стадия	21
Кварцево-карбонатно-настурановая стадия	23
Флюорито-баритовая стадия	29
Арсенидная стадия	31
Кварцево-гематито-сульфидная стадия	42
Взаимодействие раствора с минералами	49
Циклы минерализации	54
Вопросы эволюции фумарол и гидротерм	59
Современные фумаролы	61
Ранний цикл минерализации	63
Поздний цикл минерализации	66
Формирование катионного состава сольфатар и гидротерм	72
Представления о генезисе кварцево-карбонатно-настурановой минерализации	77
О возможности других решений	84
Заключение	89
Литература	94

*ДЫМКОВ
ЮРИЙ МАКСИМОВИЧ*

Урановая минерализация Рудных гор

Редактор Г. М. Пчелинцева

Техн. редактор Е. И. Мазель Корректоры: М. В. Пословская, Н. А. Смирнова

Сдано в набор 12/VII 1960 г.

Подписано в печ. 9/XII 1960 г.

Бумага 60 × 92¹/₁₆.

Физич. печ. л. 6,25. + вклейка

Уч.-изд. л. 6,74

Заказ изд. 509. Тираж 3000 экз.

Т-15350.

Цена 3 р. 40 к.

с 1/1 1961 г. 34 коп.

Заказ тип. 403

Атомиздат, Москва В-180. Старомонетный пер., дом 26.

Типография № 8 Управления полиграфической промышленности Ленсовнархоза.
Ленинград. Прачечный пер., д. 6.



ОТ АВТОРА

Книга написана на основе анализа фактического материала и теоретических положений, опубликованных в зарубежной и отечественной печати¹. Кроме литературных данных, автором был использован материал из коллекций минералогических музеев Академии наук СССР и других организаций.

К сожалению, со многими интересными опубликованными работами удалось ознакомиться лишь частично², что не позволяет в полной мере использовать те результаты, которые были получены исследователями Рудных гор за длительный период изучения различных вопросов генезиса, начавшийся задолго до появления в 1849 г. известной монографии А. Брейтгаупта [1]³. Но уже имеющиеся сведения позволяют дать высокую оценку многим исследованиям и составить на их основе определенные представления.

Работа посвящена главным образом вопросам генезиса урановых месторождений и прежде всего одному из узловых вопросов генезиса — эволюции гипогенной минерализации Рудных гор. Решить этот вопрос позволяют сведения о развитии процессов отложения минералов во времени, а также соответствующие представления об эпохах и этапах минерализации и, более детально, представления о стадиях минерализации урановых и иных месторождений. Вопросы генезиса, основанные на данных о пространственном размещении месторождений, жильных формаций, отдельных жил и минеральных парагенезисов, специально не разбирались.

Главное внимание в работе уделено минералогической характеристике и геохимическому анализу отдельных стадий минерализации различных эндогенных месторождений Рудных гор. Предварительное изучение литературы показало, что урановые и

¹ В опубликованной литературе уже есть ссылки на данную книгу под названием «Очерк эволюции гипогенной минерализации Рудных гор».

² Такие работы в списке литературы отмечены звездочкой (*).

³ Согласно Л. Бауману [2], первые представления о минеральных парагенезисах в рудных жилах Фрайберга дал А. Вернер в 1791 г.

неурановые рудные месторождения в основных чертах генетически сходны между собой. Они отличаются лишь интенсивностью и полнотой проявления тех или иных стадий минерализации, а также наличием или отсутствием рудной кварцево-карбонатно-настурановой стадии. Все это позволило объединить многочисленные месторождения (или жильные формации) в один генетический ряд и дать единую схему представлений о порядке отложения основных минералов в жилах и последовательности ведущих процессов минералообразования.

Изучение коллекционного материала позволило составить сотни частных парагенетических схем¹ и на их основе критически оценить ряд известных положений. Без знакомства с коллекциями было бы крайне трудно составить определенное мнение о последовательности отложения минералов, так как в литературе часто высказываются весьма противоречивые мнения.

Книга состоит из двух частей. В первой части изложен фактический материал и даны представления о развитии минерализации во времени. Вторая часть посвящена выяснению причин закономерной смены стадий минерализации и причин постоянства в порядке выпадения основных минералов. Эта часть основана на сравнении эволюции гидротерм и современных фумарол.

Автор понимает, что многие положения и гипотезы, которые он поддерживает, далеки от совершенства, содержат ошибки и требуют более фундаментального обоснования. Вместе с тем нет никакой уверенности, что отмеченные в работе вопросы будут решены с желаемой обоснованностью и через пятьдесят лет, если не будут предприняты поиски новых, более плодотворных решений в этом направлении, если не будет острой полемики и дискуссий.

Автор выражает свою благодарность Ю. А. Арапову, М. В. Бесовой, Г. Д. Зиновьеву, В. С. Карпенко, М. М. Константинову, С. И. Набоко, А. А. Саукову, Д. Я. Суражскому, В. В. Чернышеву, Д. И. Щербакову и всем коллегам, чьи критические замечания и советы были использованы в процессе работы.

¹ Примером таких схем может служить табл. 5.



ЖИЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Рудногорский рудный район характеризуется развитием разнообразных эндогенных месторождений и интенсивным проявлением урановой минерализации.

В Рудных горах Ф. Шумахер [3] выделил четыре основные генетические группы месторождений:

- 1) контактовые месторождения типа Шварценберг;
- 2) оловянно-вольфрамовые месторождения;
- 3) фрейбергские серебро-свинцовые жилы и шнеебергские серебро-кобальт-никель-урановые рудные жилы;
- 4) железорудные жилы с окисленными железными и марганцевыми рудами.

Издавна известны также и другие комплексные месторождения висмута, кобальта, серебра и урана, разрабатывавшиеся с переменным успехом на тот или иной металл¹.

К контактовым месторождениям относятся также рудные залежи, значительно удаленные от гранита, образовавшиеся в результате метасоматической переработки кристаллических известняков гнейсовой толщи. Подобные рудные залежи среди гнейсов, как предполагается [3, 4], имеют принципиально то же самое происхождение, что и залежи у контакта с гранитом. Контактные месторождения Рудных гор имели длительный период формирования, который продолжался в течение всего магматического интрузивного цикла карбона [3]. К наиболее древней собственно контактово-метасоматической фазе относится формирование контактовых силикатов и магнетита. Более молодая касситерито-сульфидная фаза связывается с образованием жил.

Жильные месторождения Рудных гор обычно включают несколько так называемых жильных формаций. К жильным формациям, как отмечает А. Г. Бетехтин [7], относятся «серии жил, отличающихся друг от друга как по минеральному составу, так и по относительному возрасту и пространственной ориентировке жил» (стр. 490).

¹ В отечественной литературе отмеченные месторождения охарактеризованы в руководствах К. И. Богдановича [5] и В. А. Обручева [6].

По вопросу о последовательности образования формаций существуют различные мнения, однако большинство исследователей придерживается следующего ряда:

формация оловянных руд (оловянно-вольфрамовая);

колчеданно-свинцово-медная;

благородная бурошпатовая;

баритовая (флюорито-баритовая);

формация кобальт-никелевых руд (никель-кобальт-висмут-овая, пятиметальная);

формация железо-марганцевых руд (железо-марганцевая).

Вместо единой колчеданно-свинцово-медной формации Мюллер [8] для Шнееберга выделял три самостоятельные формации: меднорудную, пустую кварцевую и колчеданно-свинцовую. Г. Шнейдерхен [9] вместо колчеданно-свинцово-медной формации выделяет несколько обособленных групп рудных жил: кататермальные халькопирито-кварцевые жилы, мезотермальные колчеданно-галенитовые жилы и мезотермальные серебро-свинцово-цинковые месторождения различных температурных ступеней. Благородную кварцевую формацию Фрейберга считают самой древней формацией, однако ее можно также рассматривать как краевую фацию колчеданно-свинцово-медной формации [10] с признаками наложения более поздней минерализации (табл. 1). Пока не совсем ясно место золотоносных жил. Г. Берг [11] считает, что золотоносные кварцевые жилы связаны с особой гранитной магмой, но могут быть параллелизованы с кварцево-касситеритовыми жилами: и те и другие «заканчивают» пегматиты, а в верхних горизонтах переходят в свинцово-цинковые жилы. Возможно, что кварцевые золотоносные жилы образовались в какой-то мере одновременно с кварцево-пиритовыми и кварцево-арсенопиритовыми жилами колчеданно-свинцово-медной формации.

Пятиметальная кобальт-никель-висмут-серебро-урановая формация иногда разделяется на две самостоятельные формации [9]: более раннюю (мезотермальную) — кварцевую кобальт-висмут-овую формацию и несколько более позднюю (эпитермальную) — благородную или баритовую серебряно-кобальтовую формацию. Маухер [12] рассматривает никель-кобальт-висмут-овую формацию одновременно и как формацию урановых руд. Содержащиеся в работе Крауса [13] данные о пространственной обособленности урановой минерализации в меридиональных карбонатных жилах Яхимова (особенно на нижних горизонтах) позволяют выделить дополнительно самостоятельную карбонатно-настурановую формацию, место которой в общем ряду формаций показано в табл. 1.

Как показал анализ литературы, отдельные жильные формации включают резко разобщенные по времени образования, минеральные комплексы. Часто одни и те же разновозрастные минеральные комплексы встречаются в различных формациях,

поэтому более рационально разделение минеральных ассоциаций на так называемые парагенезисы.

Парагенезис представляет собой группу минералов, образовавшихся одновременно либо почти одновременно и характеризующихся специфическим, присущим лишь данной группе составом (геохимическая индивидуализация группы). Разделяя в общих чертах представления А. Г. Бетехтина [14] о парагенезисах, автор вынужден особо подчеркнуть признак геохимической индивидуализации минерального комплекса, выделяемого в парагенезис. В различных породах в одно и то же время могут выделяться резко отличающиеся по составу минеральные комплексы. Отнесение их к одному парагенезису лишь по признаку одновременности образования затруднило бы анализ явлений и поэтому было признано нецелесообразным.

В отличие от парагенезиса жильная формация характеризует группу геологических тел — рудных жил. Состав каждой жилы или группы сходных жил (жильной формации) определяется как минеральная ассоциация. Минеральная ассоциация охватывает обычно¹ несколько парагенезисов, и каждая формация в целом характеризуется более или менее полным рядом парагенезисов, проявившихся с различной интенсивностью. Относительное время образования жильной формации (так же как и название) во многом условно, так как определяется временем развития парагенезиса, определяющего облик формации.

Эльснер [15] для Рудных гор дает следующий ряд последовательной смены парагенезисов:

пегматито-пневматолитовые парагенезисы с касситеритом и вольфрамитом;

высокотемпературный свинцово-цинково-медный парагенезис;

кварцево-роговиковый парагенезис с гематитом, баритом или флюоритом;

карбонатный парагенезис с минералами серебра и сурьмы, барито-гематитовый парагенезис (для Фрейберга), кобальт-никелевые парагенезисы с кварцем;

карбонаты с серебряно-сурьмянисто-мышьяковыми рудами.

Согласно его данным, в Яхимове, Иоганнгеоргенштадте и Шнееберге настуран с баритом или флюоритом и поздним анкеритом следует с кварцево-роговиковым (с гематитом) парагенезисом и предшествует отложению самородного висмута, ассоциирующегося с арсенидами кобальта и никеля.

Перечень парагенезисов, выделенных автором, с краткой характеристикой их минерального состава дан в табл. 1. В табл. 1 также приведены минеральные ассоциации, характеризующие жильные формации, и дано представление об экстенсивности и интенсивности развития основных минералов в жилах.

¹ Обратное соотношение, при котором парагенезис включает в себя минерализацию нескольких жил, наблюдается лишь для тонких прожилков.

К сожалению, в поздних работах все чаще проводится отождествление понятий «формация» и «парагенезис». В недавно опубликованной работе О. Эльснер [16] выделяет в висмут-кобальт-никелевой формации четыре семейства (которые фигурируют и как парагенезисы), на основе чего различает соответственно четыре формации:

железо-баритовую с настураном,
флюорито-баритовую,
висмут-кобальт-никелевую,
AgS-формацию.

Подобное разделение приводит практически к ликвидации понятия «жильная формация».

Геологическое положение отдельных жильных формаций показывает, что такое перерождение понятий, по крайней мере для Рудных гор, не оправдано. Известно, что жильные формации в целом в первом приближении отличаются между собой и по таким признакам, как:

- 1) расположение жил относительно гранитных интрузий, а также относительно иных крупных структурных элементов;
- 2) элементы залегания (азимуты простираня и углы падения), по крайней мере в участках их совместного развития;
- 3) протяженность и мощность жил, входящих в ту или иную формацию.

Для формаций, образовавшихся в поздний этап минерализации, хорошо известны (для отдельных участков) следующие закономерности в их пространственном размещении:

железо-марганцевая формация объединяет жилы в пределах крупных региональных разломов; жилы железо-марганцевой формации в целом мощные и весьма протяженные;

флюорито-баритовая формация объединяет жилы, причленяющиеся к разломам, хотя в самих разломах барит также образует местами существенные скопления;

формация кобальт-никелевых руд включает карбонатные жилы, по-видимому, причленяющиеся к жилам флюорито-баритовой формации, хотя в пределах баритовых жил нередко встречаются линзы арсенидных руд [17].

Благородная бурошпатовая и карбонатно-настурановая формации занимают место флюорит-баритовой формации или формации кобальт-никелевых руд в тех случаях, когда флюорит, барит и арсениды получили в них подчиненное развитие. Карбонатно-настурановая формация включает также самостоятельные кварцево-карбонатно-настурановые, карбонатно-настурановые (а вблизи гранитов и кварцево-настурановые) жилы, являющиеся, возможно, апофизами флюорито-баритовых жил. Сюда же относятся зоны милонита и глинок трения, почти не содержащие, кроме настурана и глин, никаких иных рудных и жильных минералов [13]. Тот факт, что отдельные формации рудных месторождений сменяют друг друга по простиранию или по падению

в крупных жилах [18, 19], так же как и отсутствие местами четкой границы между формациями, не может служить основанием для отказа от употребления этого понятия, хотя и требует разработки более жестких определений.

ЭПОХИ И ЭТАПЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В формировании эндогенных месторождений Рудных гор участвовали процессы нескольких эпох минерализации. Достоверным можно считать лишь минерализацию двух эпох — варисской и альпийской.

О более древней минерализации автору известны лишь малообоснованные догадки и предположения. Так, А. Шуллер [20] считает, что гранитные купола у Преснице — Купферберга и у Шварценберга имеют ассинский возраст, а связанные с ними месторождения образовались минимум в два этапа минерализации, один из которых проявился в ассинское время, другой — в варисское. Согласно представлениям А. Вацнауера [21], каледонский посторогенный магматизм в Рудных горах отсутствует и с месторождениями этого возраста можно не считаться. Появление в юго-западном Фогтлянде магнетитовых залежей вблизи девонских диабазов связывается [22] с более поздними процессами.

Вопрос о возрасте контактово-метасоматических месторождений не ясен и до сих пор является дискуссионным. К. И. Богданович [5] и С. Бубнов [24] указывают на значительное сходство контактово-метасоматических месторождений Рудных гор с месторождениями магнетита западных Судет. По данным В. Е. Петрашека [25], в одном из наиболее крупных месторождений западных Судет — Шмидеберге¹ — скопления магнетита пересечены аплит-пегматитовыми жилами («ригели»), связанными с более молодым гранитом, а также с прожилками сульфидов. Образование силикатов кальция также связывается с поздним гранитом.

¹ По данным К. Хене [26], в 1920 г. к западу от Шмидеберга установлены жилы и быстро выклинивающиеся прожилки «пятиметальных» комплексных руд (кобальт-никель-серебро-висмут-уран). Руды литологически приурочены к гематитовым залежам, а в структурном отношении связаны с жилами пегматитов. По времени они более поздние, чем пегматиты и гематит. Предполагается генетическая связь их с последними дериватами гранитов Исполиновых гор. Последовательность отложения стадий, по-видимому, установлена ошибочно: мышьяково-никель-кобальтсодержащая, мышьяково-серебросодержащая, урано-никелеворудная стадия висмутовых руд. Последовательность отложения в третью стадию совпадает с последовательностью минералообразования в жилах пятиметальной формации Рудных гор: первая фаза — кварц, пастурак, самородное серебро, некелин, раммельсбергит, лелленгит, кальцит; вторая фаза — халькопирит, борнит, галенит. Пирротин полностью превращен в пирит и марказит. Самородный мышьяк (вторая стадия) образует корки до 30 см толщиной.

А. Г. Бетехтин [27] отметил наличие в Шмидеберге кальцито-настурановых прожилков, секущих залежи мрамора.

Магнетит интенсивно катаклазирован, в то время как кристаллы пирротина, пирита, халькопирита не несут следов катаклаза и лишь для арсенипирита отмечена незначительная трещиноватость.

Приводится также целый ряд данных о других месторождениях, на основе которых сделан [25] определенный вывод о связи магнетитовых (с небольшой примесью пирита и халькопирита) месторождений с региональным метаморфизмом. Формирование магнетитовых залежей в Судетах предшествовало образованию гранитов Исполиновых гор (аналог так называемых «горских» гранитов Рудногорской провинции).

В варисскую металлогеническую эпоху проявилось минимум два этапа минерализации, установленные еще в прошлом веке¹: ранний этап, включающий оловянно-вольфрамовую и колчеданно-свинцово-медную минерализации (послойные, северо-восточные и широтные жилы), и поздний этап, включающий флюоритобаритовую, арсенидную и позднюю сульфидную минерализации (северо-западные и меридиональные жилы). Кварцево-карбонатно-настурановая минерализация относится, по-видимому, к позднему этапу, что, однако, нельзя считать окончательно установленным.

Ранний этап, как предполагают, проявился на границе карбона и перми, возможно, в нижней перми, и, по-видимому, тесно связан с интрузией молодых гранитов (скарновое месторождение Шварценберг [3], жилы колчеданно-свинцово-медной и благородной бурошпатовой формации Фрейберга [17], жилы оловянно-вольфрамовой формации). Формирование парагенезисов позднего этапа предположительно относится по времени к верхней перми [17]².

А. Г. Бетехтин [7] также подчеркивает значительную величину перерыва во времени между образованием древних и более поздних формаций. Длительность всего периода варисской минерализации в Рудных горах он оценивает примерно в $20 \cdot 10^6$ лет.

Дискутируется, кроме того, возможность проявления как более ранней, так и более поздней по отношению к выделенным этапам минерализации. К наиболее древней варисской минерализации, проявившейся в Рудных горах, как предполагается,

¹ По-видимому, одним из первых, кто выделил два этапа (два типа месторождений: древний и поздний), был Гердер [23]. Обоснование разделения рудных формаций на древние и поздние (юные) приведено в работе Г. Мюллера [18], посвященной описанию Фрайберга. Основными фактами, указывающими, по его мнению, на резкую разницу в возрасте заполнения жил древних и поздних формаций, является резкое различие в простирании жил, а также существенные различия в минеральном выполнении.

² Представление Г. Мюллера [18] о том, что минерализация жил поздних формаций началась не ранее конца мелового периода и развивалась главным образом в третичный период, в настоящее время признается ошибочным.

в конце нижнего карбона, Шумахер [3] относит контактовые месторождения Преснице и Купферберг.

На основе фактов пересечения жил благородной кварцевой формации кварцевым порфиром (Романуз, Эрбшольня)¹ О. Эльснер [15, 28] считает временем формирования этих жил низы нижней перми, относя жилы колчеданно-свинцово-медной формации к средним частям нижней перми. Г. Тишendorф [17], судя по всему, увеличил предполагаемый разрыв во времени, относя формирование жил благородной кварцевой формации к верхнему карбону. Практически это означает разделение раннего этапа минерализации на два самостоятельных этапа, что маловероятно. Прежде всего, весьма сомнительно, что благородная кварцевая формация образовалась задолго до оловянно-вольфрамовой. Известно [10], например, широкое распространение станина и первичного касситерита в сфалерите и других рудах, а также в кварце жил благородной кварцевой и колчеданно-свинцово-медной формаций. С другой стороны, минеральный состав благородной кварцевой формации и стадийность отложения минералов [15, 28], а также геологическая позиция благородных кварцевых жил при сопоставлении с жилами других формаций могут быть, по-видимому, более логично объяснены одновременностью образования благородных кварцевых и колчеданно-свинцово-медных жил. Жилы благородной кварцевой формации, отличающиеся обилием антимонита и других минералов сурьмы, можно, как уже отмечалось, рассматривать как краевую фациальную разновидность жил колчеданно-свинцово-медной формации. С таким представлением как будто хорошо увязывается сообщение А. Г. Бетехтина [7] о пересечении жил оловянно-вольфрамовой и колчеданно-свинцово-медной формаций дайками кварцевых порфиров и лампрофиров, но оно (сообщение) находится в противоречии с более ранними данными [18], и вопрос, по-видимому, гораздо сложнее².

¹ Подробное описание фактов пересечения приведено в работе Г. Мюллера [18].

² Мюллер [18] привел несколько примеров пересечений жил благородной кварцевой формации дайками кварцевого порфира. Им отмечено также, что кварцевый порфир в районе Фрейберга пересекается жилами колчеданно-свинцово-медной, а также баритовой свинцовой и серебряной формаций. На руднике Побершау (Мариенбергский горный район) оловянно-медные жилы древнее, чем жильные лампрофиры, но моложе, чем поднявшиеся из глубины граниты.

Развивая представления о благородной кварцевой формации, как о фации колчеданно-свинцово-медной формации, следует добавить, что она могла использовать направления сравнительно древних по возрасту пустых кварцевых жил, образовавшихся до кварцевого порфира. Колчеданно-свинцово-медная минерализация проникла туда уже позже кварцевого порфира.

Весьма возможно, что часть благородных кварцевых жил можно отнести и к более поздним по возрасту образованиям. Представляет интерес в связи с этим точка зрения А. Шуллера [20] на последовательность рудных формаций в Фрейберге. Им приводится следующий ряд:

1) более древние жилы колчеданно-свинцовой формации (с. — с.-в. про-стирание);

На наличие мезозойской минерализации косвенно указывает сходство поздней сульфидной стадии (табл. 2) с третьей фазой минерализации¹ в сбросовых трещинах (рюккенах) Мансфельда, затрагивающих, по данным Э. Каутча [29], слои триаса. Отмеченное сходство вызывает определенный интерес, так как последовательность отложения минералов в рюккенах в целом аналогична последовательности отложения минералов в гидротермальных жилах Рудных гор.

Некоторые данные определения абсолютного возраста также говорят о возможности повысить верхнюю возрастную границу основной минерализации. Так, для настуранов Яхимова даются следующие величины: $200 \cdot 10^6$ и $155 \cdot 10^6$ лет [30], $227 \cdot 10^6$ и $140 \cdot 10^6$ [31], $100 \cdot 10^6$ лет [32]².

Проявление альпийской минерализации, связанной с внедрением третичных базальтов, четко отмечается лишь по небольшой группе минералов в виде тонких прожилков, секущих базальт (кальцит, выплавленный из рудных жил, и переотложенный самородный висмут, висмутин, дисульфиды железа и некоторые другие; рис. 1, 2) [35, 36].

По данным Мюллера [18], в восточной части рудногорской гнейсовой области, в горном округе Альтенберг (у Готтлейбы), была вскрыта жила баритовой (кобальтовой и серебряной) формации, пересекающая базальтовую жилу³. Среди выполнения жилы наблюдалась обломки базальта. Вблизи этого пункта песчаники верхнего мела (средний турон) пересекались жилами с пластинчатым баритом и небольшим количеством кварца. Мюллер высказал предположение о том, что отмеченные пустые баритовые жилы в более глубоких горизонтах насыщены рудными компонентами⁴.

2) благородная бурошпатовая формация (с.—с.-в., частично з.—с.-з. простираение);

3) благородная кварцевая формация (с.—с.-в. до ю.—ю.-з. простираения);

4) более поздние жилы флюорито-баритовой серебро-свинцовой рудной формации (з.—с.-з. простираение).

¹ Порядок отложения минералов в рюккенах Мансфельда и Зангерхаузена, по Э. Каутчу [29], следующий: фаза 1 — кварц-молибденит-флюорит (редко) — желтовато-коричневый и красно-бурый барит — самородный висмут; фаза 2 — никелин-раммельсбергит — белый (до красного) барит — халькозин-борнит-халькопирит; фаза 3 — пирит-сфалерит-галенит-кальцит.

² См. дополнительно сб. «Ядерная геология» [33], стр. 344. Шнейдерхен [9] также считает возможным принять возраст настурана Яхимова равным $100 \cdot 10^6$ лет. Многочисленные новые данные по абсолютному возрасту (к сожалению, без изотопического анализа свинцов) приведены в работе Лейтвейна [34].

³ Эти данные ставятся под сомнение Вацнауером [38], однако им указывается, что в отмеченном районе действительно существует «третичная фаза оруденения», которая привела к образованию галенит-сфалерит-халькопиритового месторождения.

⁴ В отечественной литературе подобное мнение было изложено Н. В. Кукулиным [39].

К. Дальмер [37] опровергает высказанные Г. Мюллером (1894 г.) представления о среднетретичном возрасте поздних формаций. Наряду с этим он приводит ряд примеров и постбазальтовой минерализации. В участках (на крестах) пересечения руд-



Рис. 1. Прожилки самородного висмута (белый) в третичном базальте (микрофото аншлифа; $\times 70$).

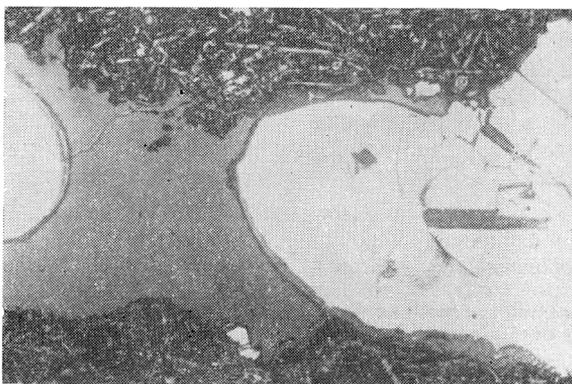
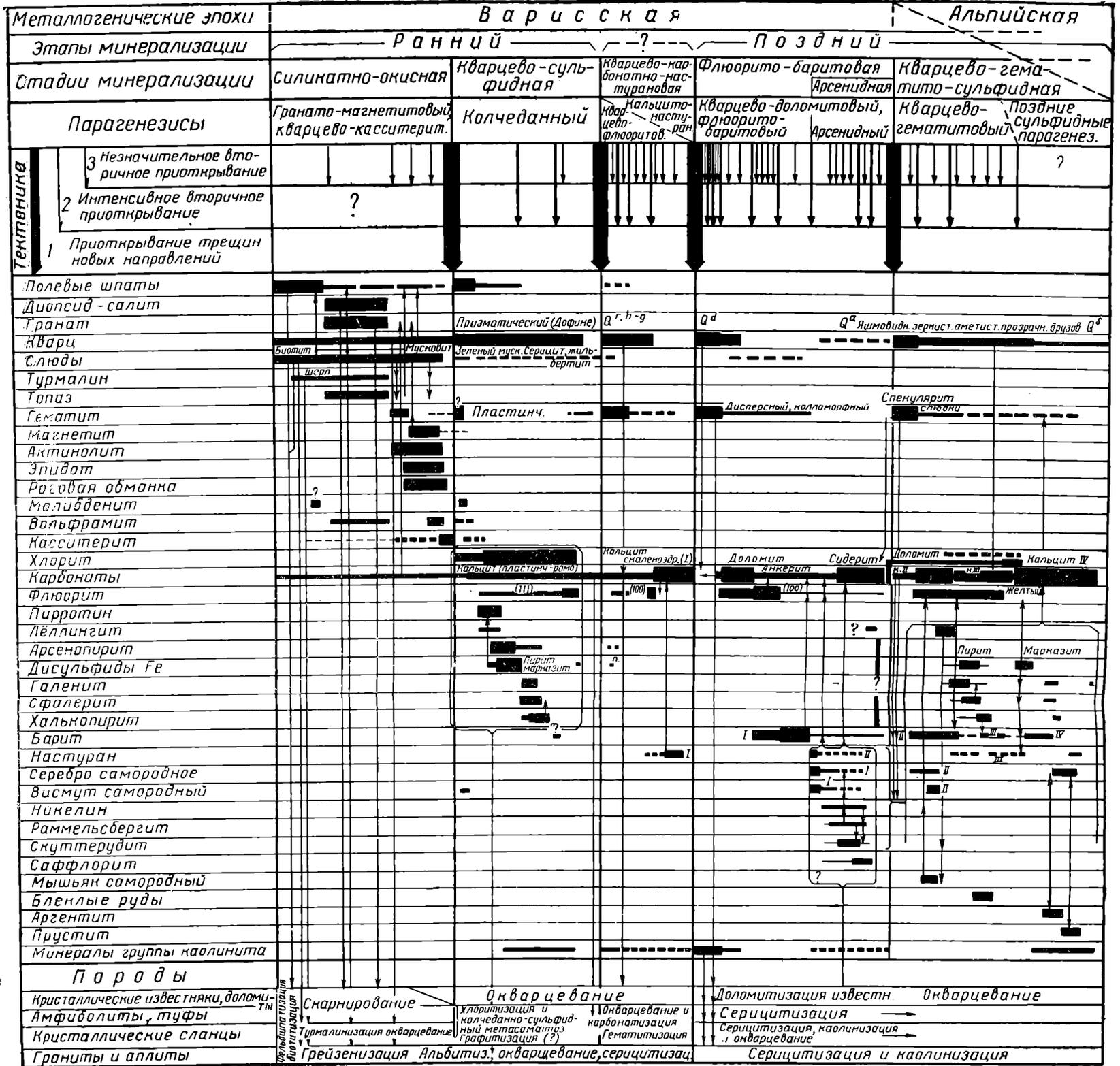


Рис. 2. Каплевидные выделения самородного висмута (белый) с включениями висмутина в кальцитовом прожилке (серый) из третичного базальта (микрофото; $\times 70$).

ных кобальт-серебряных жил с базальтовыми дайками в базальте наблюдались прожилки кальцита и настурана. В районе Обервизенталья в тонких базальтовых жилах в месте пересечения с рудными жилами можно наблюдать обогащения аргентитом и гематитом. Дальмер не придает особо большого значения этим явлениям, которые, как он справедливо полагает, являются следствием более поздних, не зависящих от образования рудных жил

Схема последовательности образования минералов в месторождениях Рудных гор



процессов: процессов выщелачивания и переотложения веществ во вновь образованных трещинах в дайках базальта.

М. Краус [13] также упоминает о фактах пересечения базальтовых жил тонкими прожилками анкерита с настураном и о находке в базальтах сульфосолей серебра и никель-кобальтовых минералов, расщепляющая отмеченные случаи как проявление регенерации руд, образовавшихся задолго до внедрения базальтов и перемещенных под воздействием ювенильных постбазальтовых растворов. О находках небольших количеств самородного серебра и пираргирита в трещинах третичных базальтовых даек упоминает Бастин [40]. Достоверность отмеченных фактов, к сожалению, не всегда ясна. О более широком проявлении минерализации в альпийскую эпоху могут указывать лишь косвенные данные. К их числу могут быть, в частности, отнесены: сходство минеральных парагенезисов, образовавшихся в позднюю (кварцево-гематито-сульфидную) стадию, с парагенезисами, характерными [41] для регенерированных месторождений альпийского орогенеза, а также факты пересечения меловых отложений баритовыми жилами [24], хотя часть исследователей [10] и относит их к продуктам латераль-секреционного процесса.

По мнению Лейтвейна [34], вся последующая за отложением арсенидных руд (с самородным серебром, висмутом и сульфосолями серебра) минерализация вызвана гидротермальными растворами, не содержащими металлов. Подобная гидротермальная деятельность продолжалась до поздних геологических периодов.

Представление об окончании основной минерализации в Рудных горах задолго до внедрения третичных базальтов не вызывает каких-либо серьезных возражений. Дальмер [37] приводит сообщение о находке гальки аметиста и агата из жил железо-марганцевой формации (см. кварцево-гематитовый парагенезис в табл. 1) не только в олигоцене, но и в верхнемеловых (сеноманских) базальных конгломератах.

Считая установленной верхнюю возрастную границу железо-марганцевого оруденения, он рассмотрел имеющиеся факты возрастных соотношений с ними кобальт-серебряного и барито-свинцового оруденения соответствующих формаций. Так как имеются случаи отчетливых пересечений жил железо-марганцевых формаций жилами с арсенидами кобальта и никеля и наоборот¹, а также факты изменения состава кобальтовых жил в сланцах, ко-

¹ Железо-марганцевая формация, как это видно из табл. 1, имеет сложный генезис. В составе ее находится несколько генераций гематита и кварца, поэтому неудивительно, что, встречая подобные взаимоотношения с характерными рудами других формаций, Дальмер [37] отмечает, что у Унтерблаунталя внутри жильного выполнения, состоящего из ожелезненного кварца и ожелезненных пород (см. «стадий» Q^r или Q^d с гематитом) проходит прожилок серого кварца (Q^{S_1}) с кобальтовой и висмутовой рудами. В то же время в Иоганнгеоргенштадте, по фон Котта [37], мощный пояс железорудных прожилков пересекает кобальт-серебряные жилы (Q^{S_2} , Q^{S_3} с гематитом).

торые при переходе в граниты принимали характер железо-марганцевых жил, Дальмер предположил, что они имели сравнительно близкое во времени отложение.

Наиболее вероятным временем образования поздних формаций Дальмер считает цехштейн. Как он предполагает, даже если граниты внедрились частично в начале верхнего карбона и частично в перми, процесс остывания столь больших магматических масс на глубине происходил чрезвычайно медленно и прерывался отщеплениями более молодых порций гранитного, порфирирового и даже основного состава (керсантиты, сиениты). В этот длительный период остывания глубинных масс в гранитном массиве образуются горячие источники (но не фумаролы), деятельностью которых объясняется образование жил юных формаций.

Как бы ни были противоречивы данные и различные мнения по вопросу о длительности процессов минералообразования в месторождениях Рудных гор, наиболее перспективными, по мнению автора, являются широко распространенные представления (в какой-то мере связанные, по-видимому, с именем Дальмера [37]) о том, что и ранние и в значительной части поздние стадии минерализации являются звеньями единой цепи явлений, связанных с формированием варисских гранитов, залегающих, как часто предполагают [38], в основании осадочно-метаморфической толщи почти на всей территории Рудных гор. Альпийская (и, возможно, мезозойская) минерализация имеет небольшое значение.

Развитие магматических производных варисского орогенеза во времени может быть охарактеризовано рядом В. Зоубека [42], установленного им для Карлововарского¹ батолита:

кварцевые диориты и габбродиориты (Марианские лазни, Абертамы) и часть мелкозернистых биотитовых гранитов (Пейндлберг);

«нормальный» гранит биотитовый («горский» гранит);

двуслюдистый гранит Кфельска (?);

аплиты и пегматиты нормального гранита;

часть гранит-порфиров, лампрофиры;

древнейшие рудные жилы — благородная кварцевая формация;

порфирировые вулканы;

часть гранит-порфиров;

автометаморфизованные граниты («рудногорский» гранит);

часть аплитов и лейкократовых (аплитовых) гранитов автометаморфизованных;

ряд пневматолитовых и гидротермальных рудных формаций Рудных гор.

¹ У различных авторов фигурирует под разными названиями: Эйбеншток-Нейдекский, Эйбеншток-Карлсбадский (Карлововарский), Карлововарский (Карлсбадский).

Подробная схема, отображающая развитие во времени осадконакопления, горообразовательных процессов, магматизма и рудообразования дана в виде таблицы в известной книге Питча [43].

СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Сложный и длительный процесс минерализации рудных жил в каждом из выделенных этапов протекал стадийно, приводя к формированию разнообразных минеральных ассоциаций.

Стадия минерализации охватывает отрезок времени, в течение которого происходило образование минералов одного или группы почти одновременных, иногда пространственно обособленных парагенезисов.

Состав парагенезисов, характеризующих выделяемые стадии, отражен в табл. 2.

Схема последовательности образования минералов построена по принципу, положенному в основу построения обычных схем подобного масштаба¹.

Как в схеме Маухера [12], в ней отображена попытка возрастного сопоставления пространственно обособленных минералов.

Для установления последовательности выпадения минералов в силикатно-окисную и кварцево-сульфидную стадии были использованы широко известные схемы Рея [44] и Маухера [12], а также данные из работ Э. Пуффе [22] и О. Эльснера [15, 45, 46] и некоторые другие литературные сведения. Последовательность образования минералов в более поздние стадии установлена главным образом на основе тщательных работ Р. Цуккерта [30] и К. Кейля [47], с использованием ряда дополнительных материалов [12, 13, 17, 40 и др.], а также результатов изучения музейных образцов. Последнее дало возможность иллюстрировать очерк рядом зарисовок и микрофотографий.

Ниже дается краткая характеристика выделенных стадий минерализации.

Силикатно-окисная стадия

В силикатно-окисную стадию минерализации в алюмосиликатных породах сформировались минералы, отнесенные к кварцево-касситеритовому парагенезису, в породах, богатых карбонатами, — минералы скарнов (гранато-магнетитовый парагенезис).

Ранние процессы перемещения щелочей создавали в алюмосиликатных породах контактные ореолы фельдшпатизации

¹ Вертикальными стрелками в табл. 2 показана направленность внутривильного и околорудного метасоматоза.

(включая альбитизацию)¹. С процессами перемещения магния и железа связана биотитизация сланцев и, возможно, амфиболитизация диабазов. В эту стадию, но, как можно предполагать, несколько позже в гранитах были сформированы грейзены.

В тектонических и контракционных (граниты) трещинах в начале стадии происходило формирование полевошпатовых, кварцево-полевошпатовых² (иногда пегматоидных), кварцево-турмалиновых, кварцево-циннвальдитовых и кварцево-мусковитовых жил с вольфрамитом и касситеритом. Кварцевые жилки с оторочками крупночешуйчатого молибденита в месторождениях западной части Рудных гор также, по-видимому, принадлежат к числу наиболее ранних образований. Молибденит в месторождениях восточной части Рудных гор встречается в меньшем количестве и относится к поздним пневматолитическим продуктам [45].

Около жил широко развиты явления грейзенизации (особенно в гранитах) и реже турмалинизации (преимущественно в сланцах). В отдельных грейзеновых штоках (Альтенберг) и жилах (Циннвальд) широко проявились процессы внутрижильного метасоматоза — замещение полевого шпата топазом и мусковитом и др. В качестве первых минералов в эту стадию образовывались алюмосиликаты щелочей (полевые шпаты), несколько позже — алюмосиликаты с бором и фтором. Кварц кристаллизовался в течение всей отмеченной стадии; совместно с поздними генерациями кварца выпадал касситерит и несколько позже вольфрамит.

В некоторых месторождениях одним из первых минералов (параллельно с топазом) выпадал в небольшом количестве берилл; в таких месторождениях встречаются также другие минералы бериллия (фенакит, гердерит).

В последнее время О. Эльсонер [45] для пневматолитовых месторождений Рудных гор выделяет следующие фазы минералообразования³:

¹ Альбитизация, согласно Тойшеру [48], проявляется не только в пределах гранитных тел Эйбеншток-Нейдекского массива, но и в контактных ореолах. По его мнению, щелочные натриевые растворы имели большое значение (наряду с бором и фтором) для экстракции металлических компонентов из гранитной магмы. Сильную альбитизацию некоторых филлитов и их преобразование в альбитпорфиробластические сланцы А. Вацнауер [38] также связывает с контактными метаморфизмом. На приток растворов, содержащих натрий, указывает также глаукофанизация роговообманковых сланцев или отдельных агрегатов роговой обманки.

² По данным М. Штемпрока [49], кварцево-полевошпатовые жилы в Рудных горах представляют собой определенный парагенетический тип высокотемпературных касситеритовых или вольфрамитовых жил. В Горном Славкове они сложены серым массивным кварцем, более поздним розовым зернистым К-полевым шпатом, небольшим количеством мусковита и хлорита. Из рудных минералов в них встречаются вольфрамит, самородный висмут, висмутин, халькопирит, сфалерит и арсенопирит.

³ Порядок минералов в скобках не отображает последовательности их отложения.

1) ранняя пневматолитовая фаза (слюда, полевой шпат, топаз, касситерит, кварц, вольфрамит, лёллингит, флюорит);

2) пегматитовая фаза (слюда, апатит, полевой шпат, кварц, касситерит, циннвальдит, вольфрамит);

3) пневматолитовая фаза (топаз, слюда, кварц, флюорит, циннвальдит, вольфрамит, касситерит, арсенопирит, апатит, триплит);

4) гидротермально-пневматолитовая переходная фаза (молибденит, кварц, вольфрамит, шеелит);

5) гидротермальная фаза (кварц, пирротин, пирит, ферберит, гюбнерит, шеелит, арсенопирит, накрит, серицит, сфалерит, халькопирит, галенит, станнин, флюорит и т. д.).

Минеральный состав соответствующих комплексов первой и второй пневматолитовых фаз очень сходен, поэтому можно предположить, что обе фазы протекали одновременно (после пегматитов), но в несколько различных условиях.

Большой интерес представляют новые данные о последовательности отложения минералов в рудных жилах Циннвальда. По данным М. Штемпрока [50], здесь могут быть установлены три гипогенные стадии минерализации:

1. Кварцево-вольфрамитовая стадия, приводящая к образованию жил массивного кварца с кристаллами вольфрамита.

2. Циннвальдит-топазовая стадия, характеризующая процесс метасоматического замещения кварца топазом, циннвальдитом и касситеритом. Предполагается, что в эту же стадию путем замещения кварца образовался К-полевой шпат, который никогда не встречается совместно с топазом.

3. Сульфидная стадия: арсенопирит — станнин — сфалерит — галенит (иногда с висмутом) — халькопирит — теннантит — борнит — халькозин (ковеллин).

По-иному развивалась минерализация в породах, богатых карбонатами, где в эту стадию формировались скарны. Скарнированию подвергались (в юго-западном Фогтлянде) и тюрингитовые залежи [22]. Одним из первых минералов в скарнах выделялся полевой шпат, затем в большом количестве образовывались диопсид-салит и гранат. Несколько позже, вслед за гранатом, образовался гематит. Магнетит выпадал вслед за гранатом и гематитом. Основная масса кварца и ассоциирующийся с ним касситерит и турмалин образовались (месторождение Шварценберг) позже магнетита [44]¹. Шрокк [51], завышая возрастное положение касситерита в гранитах (начало отложения в магматическую фазу), высказал предположение, что и в скарнах касситерит мог образоваться с самого начала осаждения силикатов.

¹ Турмалиново-магнетитовые мощные жильные зоны у Нейдека, содержащие также гранат, шпинель и кварц, по-видимому, являются переходными образованиями [48].

Тюрингитовая залежь близ Унтертрибельбаха, содержащая магнетит, эпидот, хлорит, арсенопирит, пирит и халькопирит, по данным Э. Пуффе [22], пересекалась прожилками оловянной руды. К сожалению, этот факт мало говорит о возрастных соотношениях минералов, так как сульфиды могли селективно замещать тюрингит, не затрагивая ранее образовавшиеся кварцево-касситеритовые прожилки.

Интенсивно хлоритизированные роговообманковые породы (амфиболиты), включающие, помимо лучистой роговой обманки, кварц, эпидот, апатит, ильменит и магнетит, в местах пересечения их рудными жилами в Эльснице содержат большое количество вкрапленных сульфидов, главным образом, сфалерита, пирита, марказита и халькопирита. Во всяком случае, не вызывает сомнений, что группа колчеданных руд, а также, возможно, в основной своей массе и касситерит образовались в метасоматических залежах позже магнетита и ассоциирующихся с ним минералов (первый этап, по А. Рею [44]) и в какой-то мере связаны с жильным минералообразованием, вызванным поступлением кислого остаточного дифференциата магм [44].

В районе Златого Копца [52] филлиты (местами окварцованные, турмалинизированные и альбитизированные) содержат неправильные тела пироксено-амфиболовых скарнов. В скарнах пироксен (диопсид) по краям изменен в амфибол и оба эти минерала в отдельных участках замещены магнетитом. Скарн рассекается эпигенетическими прожилками серпентинизации и эпидотизации с вкрапленностью сульфидов и касситерита. Кроме прожилков с касситеритом, скарн рассекается кварцевыми прожилками с гематитом, флюоритом, пиритом, пирротином и сульфидами меди, свинца и цинка.

В скарных телах близ Присечнице В. Земанек [53] установил следующий ряд замещений:

пироксен (диопсид-геденбергит) и гранат замещают карбонаты;

диопсид-геденбергит замещает часть граната;

роговая обманка замещает пироксен;

магнетит замещает все перечисленные минералы;

гематит замещает или корродирует магнетит;

сульфиды разъедают гематит.

Выделяется [52, 53] три фазы минерализации скарнов:

1. Образование кальций-магний-железистых силикатов; привнос SiO_2 , в меньшей степени — железа, магния, марганца, отчасти титана.

2. Образование магнетитового оруденения; привнос железа, в меньшей степени — других элементов.

3. Образование сульфидной минерализации и гидротермальной жильной минерализации. Процессы замещения скарных минералов гематитом, кварцем, сульфидами. Привнос воды, серы, фтора, меди, цинка, свинца, мышьяка и серебра.

Присутствие в скарнах группы элементов хром — ванадий — кобальт — никель, типичной для основных пород, объясняется [52] включениями вулканических туфов в известняках.

Кварцево-сульфидная стадия

Кварцево-сульфидной стадии минерализации предшествовали повсеместные и интенсивные тектонические подвижки, вызвавшие значительную пространственную обособленность ранних сульфидов и образование в северо-восточных и отчасти широтных структурах жил колчеданно-свинцово-медной формации.

В результате наложения сульфидной минерализации на минеральные ассоциации касситеритовых и вольфрамитовых жил происходило разрушение вольфрамита, касситерита, топаза, кварца, полевых шпатов; образование отчасти за счет их компонентов шеелита, станнина, флюорита, жильбертита, накрита¹; регенерация вольфрамита (гюбнерита или ферберита), касситерита и частично кварца. По-видимому, в связи с этим образовались гидротермальные пирротино-вольфрамитовые жилы [46], а также жилы, приближающиеся к оловянно-сульфидной формации (месторождение Эльснице [22, 45]).

В отдельных случаях отложению ранних сульфидов предшествовало образование кварцево-гематитовых прожилков. По данным В. Земанека [53], при прохождении через скарны кварцево-гематитовых жил в призальбандовых участках скарна появляются биотит, уралитизированный и окварцованный пироксен, мартитизированный магнетит, кальцит, кварц, гематит. В зальбандах таких жил встречаются дополнительно флюорит и пирит, замещающий гематит. Позднее образуются арсенопирит, халькопирит, сереброносный галенит и сфалерит.

Параллельно с формированием жил колчеданно-свинцово-медной формации, в которых основным жильным минералом является кварц, а основными рудными минералами — колчеданы (пирит или арсенопирит), в зоне экзоконтакта широко проявился процесс сульфидного метасоматоза биотитовых сланцев, скарнированных пород, амфиболитов, лампрофиров и в редких случаях гранитов. В мощных пачках пород, благоприятных для осаждения сульфидов, возникла относительно редкая вкрапленность сульфидов. При наличии тонких пачек или даек, благоприятных для замещения пород среди менее благоприятных, тонкие слои местами нацело замещались сульфидами, образуя метасоматические колчеданные залежи. Среди сульфидов в таких залежах одним из первых выделялся пирротин, сохраняющий при замещении структуру ранее существовавшей породы. Пирротиновые тела частично либо полностью превращались в пиритовые путем

¹ На месторождении Эренфридесдорф [54] за счет берилла в эту стадию образовались гердерит и фенакит; апатит отчасти переотлагался.

разрастания в агрегате пирротина крупных кубических метакристаллов пирита, отличающихся грубой блоковой структурой (рис. 3)¹. С процессом переработки пирротиновых залежей в пиритовые связано появление интенсивной хлоритизации боковых пород и отдельных зон.

Арсенопиритовые метасоматические залежи встречаются обычно обособленно от пиритовых. Имеются указания на почти



Рис. 3. Метакристаллы пирита в агрегате пирротина, заместившего биотитовый сланец. Вокруг кристаллов пирита кайма хлорита с редкими включениями халькопирита ($\times 1$).

одновременное отложение арсенопирита с касситеритом (табл. 3) и с вольфрамитом [56]. Наряду с этим отмечается арсенопирит в колчеданно-свинцово-медной и благородной кварцевой (серебросодержащий арсенопирит) формациях [28]. В районе Краслице халькопирит и арсенопирит в сульфидном месторождении выделялись позже пирротина и пирита, но до отложения галенита и сфалерита [57].

Сфалерит, галенит, халькопирит образовались позже основной массы пирита и арсенопирита. Отмеченные сульфиды нередко встречаются в виде самостоятельных жил, несущих призматический кварц, адуляр, октаэдрический флюорит и карбонаты. С ними часто ассоциируются встречающиеся в меньшем количестве поздние генерации пирита и арсенопирита, а также марказит.

¹ Э. Бастин, Л. Грейтон и др. [55] рассматривали представления Брейтгаупта, считавшего, что пирит и марказит большей частью образованы по пирротину как «заблуждение». Образование пирита по пирротину в вольфрамосных жилах описано О. Эльснером [46].

Примерно к тому же времени могут быть отнесены процессы формирования значительной части жил так называемой пустой кварцевой формации («морген-ганги» и др.; см. табл. 1). Отмеченные жилы сложены преимущественно кварцем. Они отличаются обилием друзовых пустот, выстланных призматическими кристаллами кварца, кристаллами адуляра и зеленого или бледно-фиолетового октаэдрического флюорита. Карбонаты и сульфиды цинка, железа, меди, свинца в них встречаются редко. Октаэдрический флюорит и полевой шпат (парадоксит) иногда образуют в них значительные скопления (Шенбрунн [22]).

Таблица 3

Схема последовательности образования минералов на месторождении Эльсниц [22]

Минералы	Фазы			
	I	II	III	IV
Кварц				
Касситерит				
Парадоксит				
Хлорит				
Арсенопирит				
Пирит				
Халькопирит				
Сфалерит				
Галенит				
Пирротин				
Станнин				
Кальцит				
Флюорит				
Ni-арсениды				
Bi самородный, висмутин				
Сизерит				
Барит				

Кварцево-карбонатно-настурановая стадия

Проявлению кварцево-карбонатно-настурановой минерализации предшествовали интенсивные тектонические подвижки, вызвавшие приоткрытие северо-западных трещин.

Начальные фазы стадии ознаменовались массовым выпадением тонкозернистых разновидностей кварца: серого, реже красно-бурого внешне халцедоновидного (кремневидного) кварца (Q^h) в открытых трещинах и красно-бурого роговикового кварца (Q^r) в участках метасоматической переработки вмещающих пород и окварцевания перетертого материала тектонических швов. Образованию кварца Q^h в отдельных жилах предшествовало отложение щеток октаэдрического флюорита.

В зернистом кварце отмечается местами значительное количество кристаллов адуляра (в отдельных месторождениях был

отмечен альбит), часто встречаются сферолиты гематита, в небольшом количестве наблюдаются мелкие кристаллы октаэдрического флюорита. Заканчивается выпадение кремнезема массовым отложением гребенчатого кварца (Q^g) в открытых трещинах и пустотах. С кварцем Q^g часто ассоциируется в виде сферолитов гематит, реже одиночные кристаллы адуляра. В отдельных участках перед кристаллизацией гребенчатого кварца отлагался кубический флюорит. Таким образом, для начала кварцево-карбонатно-настурановой стадии было характерно выпадение в основном двух минералов: кварца и флюорита (кварцево-флюоритовый парагенезис).

В отдельных образцах по наличию псевдоморфоз и реликтов устанавливается замещение кварцем Q^r и Q^h ромбоэдрического

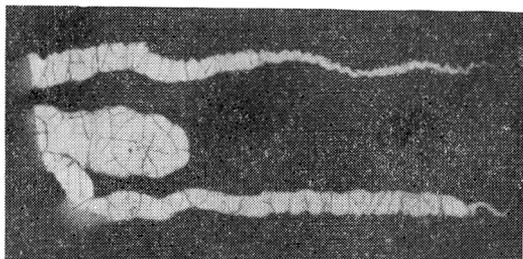


Рис. 4. Колломорфная почковидная корка настурана на гребенчатом кварце. В центре доломит по кальциту (автордиограмма; $\times 1$).

и зернистого кальцита. Естественно предположение о регенерации кальцита в эту фазу в других, удаленных от места метасоматоза участках. Масштабы этого явления неизвестны.

Вслед за отложением гребенчатого кварца обычно в центральных частях тех же трещин (иногда в виде параллельных прожилков) отлагался комплекс минералов кальцито-настуранового парагенезиса (кальцит, настуран, флюорит и гематит). Одним из первых среди перечисленных минералов образовался темно-фиолетовый флюорит, отлагавшийся непосредственно на гребенчатом кварце. Кальцит и настуран отлагались в различных возрастных соотношениях. Колломорфные почковидные корки настурана очень часто наблюдаются на щетках гребенчатого кварца (рис. 4 и 5), на кристаллах флюорита и скаленоэдрического кальцита (рис. 6 и 7)¹. Центральные части жил выполнялись кальцитом. Широко развиты признаки, указывающие на метасоматическое вытеснение кальцита (реже флюорита) настураном и вытеснение флюорита кальцитом. Вытеснение кварца Q^g кальцитом наблюдается относительно редко. Наряду с этим часто встречаются

¹ См. также рис. 32а и 32б в работе Ф. Славика [58].

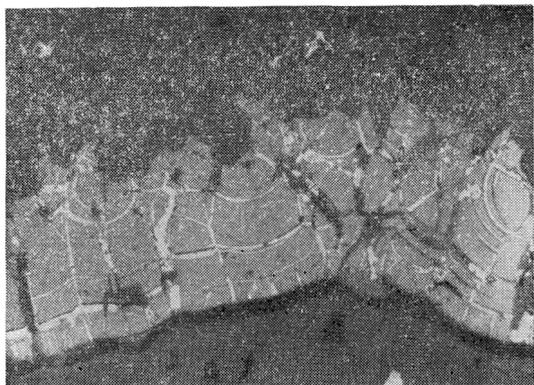


Рис. 5. Колломорфная почковидная корка настурана с прожилками халькозина и кальцита на гребенчатом кварце (микрофото аншлифа; $\times 70$).



Рис. 6. Колломорфные выделения настурана в карбонате (авторадиограмма, позитив; $\times 4$).

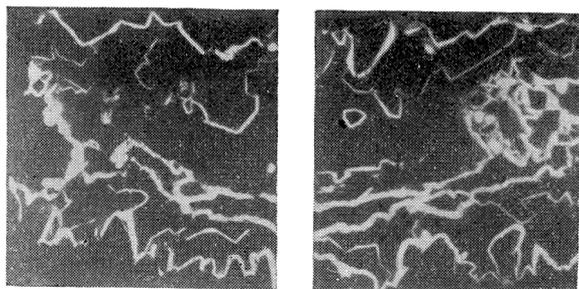


Рис. 7. Почковидные корки настурана вокруг скаленоэдрических кристаллов кальцита, нацело замещенного доломитом (авторадиограмма; $\times 1$).

ритмичные крустификационные структуры, показывающие на неоднократное отложение минералов в следующем порядке: кальцит — настуран — кальцит — настуран (в единичном случае¹: кварц — настуран — кварц — настуран — кальцит). Настуран также встречается без какого-либо сопровождения жильными минералами; он образует плотные прожилки в глинистых зонах, а также сравнительно мощные (около нескольких сантиметров) апофизы главной жилы в различных сланцах [13]. Наличие наряду с этим оторочек настурана непосредственно вокруг обломков сланца [60] свидетельствует о возможности проявления местных тектонических подвижек непосредственно перед отложением настурана. В сложных жилах привлекает внимание обособленность настурановых руд от арсенидных и серебряных [27, 61]. Для настурана из карбонатных жил характерна почковидная поверхность выделений. В срезах почковидные выделения характеризуются зонарным строением. Встречаются зоны, сложенные тесно соприкасающимися более поздними сферолитами, разросшимися в виде параболоидов вращения. Внешне такие почки настурана имеют бугристую поверхность. Настуран из массивных мономинеральных прожилков имеет натечную «колломорфную» структуру лишь в полировках.

В настуране очень часто встречаются прожилки различных минералов: карбонатов (доломита, кальцита), сульфидов (халькопирита, халькозина, галенита, сфалерита, прустита), селенидов (кляусталит и др.), арсенидов (никелина, раммельсбергита, скуттерудита), принадлежащих, за исключением прожилков кальцита и флюорита, к более поздним стадиям. Прожилки располагаются вдоль индукционных поверхностей раздела сферолитов по зонам роста сферолитов, а также по радиусам, подчеркивая радиально-волоконистое строение почек.

Отложение минералов кварцево-карбонатно-настурановой стадии сопровождалось интенсивной гематитизацией (покраснением) вмещающих пород вблизи рудных жил. Непосредственно в жиле гематит, судя по образцам, отлагался совместно с кварцем (Q^r , Q^h , Q^s), реже с флюоритом, относительно часто совместно с кальцитом. Включения гематита в кальците нередко наблюдаются по зонам роста скаленоэдров в виде полусфер со ступенчато-коническими индукционными поверхностями у их основания [59].

Для кальцита, парагенетически ассоциирующегося с настураном, характерна значительная величина и скаленоэдрический облик кристаллов, заполняющих трещины. Кальцит настурансодержащих жил обычно нацело замещен доломитом (рис. 8 и 9). Кальцито-настурановые жилы в пределах Рудных

¹ При изучении аншлифов были обнаружены также структуры одновременного совместного роста кристаллов кальцита и кристаллов флюорита со сферолитами настурана, аналогичные структурам одновременного роста кристаллов кальцита и сферолитов гематита [59].

гор, по-видимому, существовали довольно непродолжительное время. Позднее, в последующую стадию, за исключением некото-

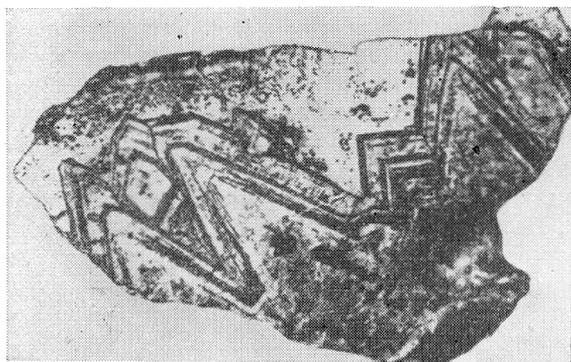


Рис. 8. Структура доломитовой жилы, образовавшейся в результате замещения кальцитовой жилы, иллюстрируется пришлифовкой штуфа. Включения гаматита (темно-серое) подчеркивают зоны роста скаленоэдрических кристаллов (фото, $\times 1,5$).

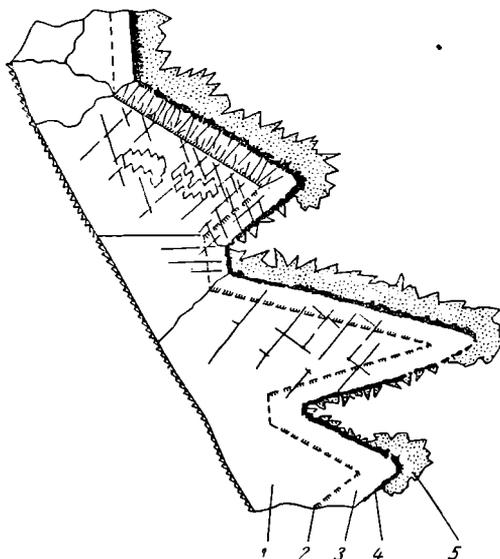


Рис. 9. Псевдоморфозы доломита по скаленоэдрическому кальциту с «присыпками» сидерита.

1 и 3 — доломит, 2 и 4 — спекулярит, 5 — сидерит (зарисовка штуфа; $\times 1$).

рых реликтовых участков, они были превращены в доломито-настурановые жилы. Тот факт, что доломитизация произошла

позже образования настурана, был установлен еще в XIX в. А. Пургольдом [62]. Замещение скаленоэдрического кальцита доломитом отмечено также Мюллером [8] и Маухером [12].

Покраснение пород и минералов непосредственно близ выделений настурана, по-видимому, в большинстве случаев имеет радиогенную природу. Гематит в ореолах покраснения образовался заведомо позже отложения настурана, так как он развивался в минералах, образовавшихся позже настурана и заместивших кальцит, например, в барите и кварце. Известно, что белый карбонат вблизи выделений настурана приобретает красную окраску, белый барит становится серым [12] или красным,

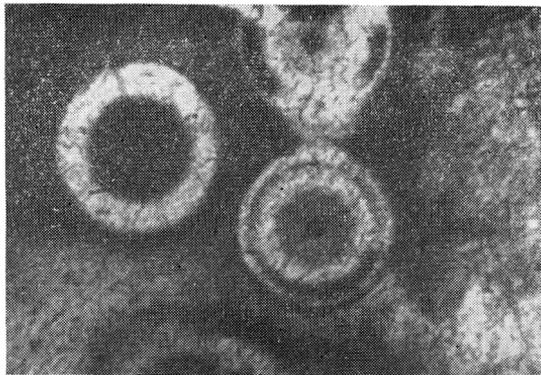


Рис. 10. Гало, образованные в результате пробега α -частиц различных радиоактивных элементов в кристалле фиолетового флюорита (микрофото прозрачного шлифа, полученное на микроскопе МИМ-7 с зеркалом; $\times 450$).

кварц (не всегда) — буровато-серым или дымчатым. Флюорит вблизи линз с настураном становится темно-фиолетовым, почти черным, и при дроблении издает резкий запах фтора¹. В результате воздействия различных α -лучей вокруг включений в флюорите образуются зонарные гало (рис. 10).

¹ Красная окраска карбонатов, по мнению Г. Берга [63], вызвана радиоактивным облучением. Образование фиолетово-черного флюорита связывается [9] с частичным разрушением решетки флюорита α -лучами. Образующийся атомарный кальций дает фиолетово-черную окраску; атомарный фтор вызывает появление характерного запаха при раскалывании. Допускается также возможность изменения окраски в результате внутреннего облучения флюорита фтористым радием [64]. Так, содержание радия в темно-фиолетовом пахучем флюорите из Чехии достигает $2,24 \cdot 10^{-12}$ г на 1 г минерала (соответственно $6,6 \cdot 10^{-6}$ г урана), в то время как светло-зеленый флюорит Гарца содержит $0,27 \cdot 10^{-12}$ г радия ($0,8 \cdot 10^{-6}$ г урана).

Флюорито-баритовая стадия

Минерализация флюорито-баритовой стадии наиболее ярко проявилась в крупных, весьма протяженных нарушениях северо-западного простирания и в непосредственно (структурно) опеляющих их трещинах.

В начале процесса в разломах получила широкое развитие исключительно интенсивная гидротермальная переработка вмещающих пород — аргиллизация, сопровождающаяся образованием тонкодисперсного гематита, и последующее окварцевание глин. В открытых трещинах в этот период отлагался халцедоновидный кварц Q^d , почти во всех случаях содержащий в изобилии включения минералов группы каолинита¹ (белые и желтоватосерые разновидности кварца) и часто дополнительно гематит («сургучный» кварц). Кварц Q^d , проникая в ранее минерализованные трещины, интенсивно вытеснял карбонаты в отдельных участках жил, в связи с этим нацело выполняя промежутки между щетками гребенчатого кварца. Подмечено, что с кварцем Q^d никогда не встречается сохранившийся от замещения доломитом ранний скаленоэдрический кальцит. Целый ряд других фактов и, в частности, находки структур одновременного отложения доломита и кварца Q^d позволяют предполагать, что доломитизация кальцито-настурановых жил и других жил, где был отложен ранний кальцит, является следствием проявления в более крупных (рудоподводящих) структурах процессов, вызвавших аргиллизацию и кварцевый метасоматоз.

В отдельных участках с началом процесса доломитизации кальцита был тесно связан процесс полного растворения флюорита и кальцита. В местах, где кристаллы, флюорита были окружены рубашкой гребенчатого кварца, от флюорита сохранились соответствующей формы пустоты, которые были выполнены халцедоновидным кварцем Q^d или доломитом. Оболочковые псевдоморфозы доломита по скаленоэдрам кальцита, представляющие собой скаленоэдры, внешние зоны которых были эпитаксически замещены доломитом, а ядра полностью растворены, судя по многочисленным образцам, распространены довольно широко.

При отложении в открытых пологопадающих трещинах кварц осаждался преимущественно вдоль лежащего бока, образуя слоистые структуры оползания вязких масс. В крутопадающих жилах кварц Q^d отлагался в виде призальбандовых оторочек, в виде сплошных масс, а также в виде горизонтально-слоистых агрегатов («минералогические уровни» [65]), отдельные слои в которых отличаются друг от друга по крупности зерен кварца, по обилию включений глинистых минералов, флюорита или доломита.

¹ Термографически и рентгенографически неоднократно определялся как диккит.

Халцедоновидный кварц Q^d предшествует в месторождениях, бедных карбонатами, отложению основной массы флюорита и выпадающего вслед за ним барита. Количество флюорита, образовавшегося в эту стадию, столь велико, что может само по себе служить указанием на привнос новой порции фтора из магматического источника.

Отмеченный порядок отложения (кварц Q^d — флюорит — барит) резко усложняется при наложении кварцево-флюорито-баритовой минерализации на кальцитовые жилы либо при развитии ее в породах, тем или иным путем обогащенных карбонатами. В этом случае в результате кварцевого метасоматоза кальцитовых жил, сопровождающегося доломитизацией кальцита, вслед за выпадением кварца Q^d отлагались ромбоэдрические карбонаты, преимущественно доломит. Доломит предшествовал выпадению флюорита и (или) барита (флюорит и барит нередко встречаются обособленно) и в ряде жил интенсивно вытеснялся ими. В связи с этим процесс кристаллизации флюорита и барита в участках распространения ранних карбонатов проходил на фоне непрерывного вытеснения и переотложения карбонатов, постепенно изменяющихся во времени в следующей последовательности: кальцит — доломит — анкерит — сидерит (см. рис. 9).

Процесс доломитизации раннего кальцита и метасоматическое вытеснение его кварцем по сравнению с последующей флюорито-баритовой минерализацией, тяготеющей к относительно мощным и протяженным жилам, развиты пространственно более широко. В связи с этим оказалось целесообразным выделение двух самостоятельных парагенезисов: кварцево-доломитового и флюорито-баритового. Взаимоотношения между выделенными парагенезисами так же, как отмеченные генетические особенности флюорито-баритовой стадии минерализации, отображены в табл. 4¹.

В флюорито-баритовую стадию происходило, по-видимому, интенсивное метасоматическое вытеснение настурана, чем отчасти можно объяснить отсутствие значительных количеств настурана в баритовых жилах². Значительную роль в этом вытеснении играла регенерированная углекислота³. Регенерация настурана происходила в арсенидную стадию, однако это не означает, что регенерированный настуран II всегда ассоциируется

¹ В схеме отображены не только возрастные соотношения между минералами, но частично и морфология агрегатов. Прямоугольные полосы показывают на отложение минерала в виде сплошных масс; полосы, заканчивающиеся стрелками, указывают на тенденцию к образованию минералом шеток, друз и отдельных кристаллов. Диагональные стрелки показывают на связь появления регенерированных минералов с появлением минерала-вытеснителя.

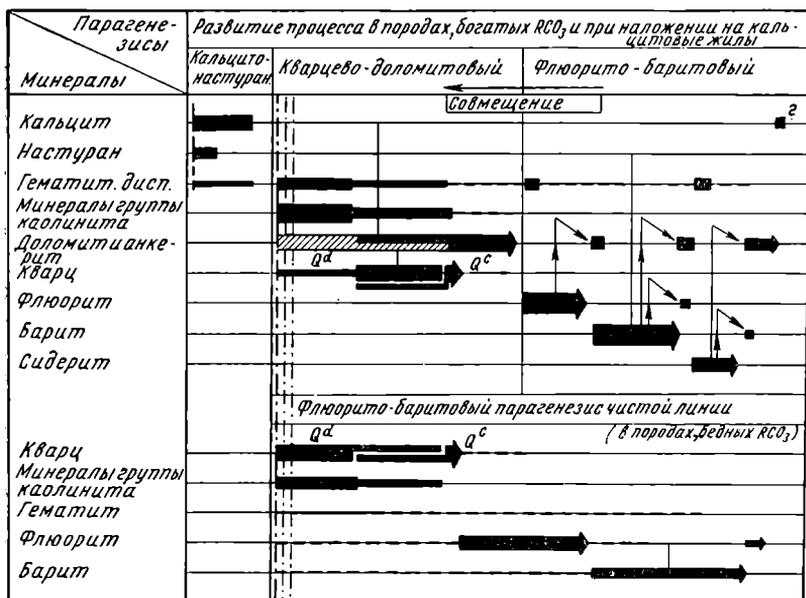
² В связи с этим любопытно провести сравнение железо-баритовой формации с настураном [16] с карбонатно-настурановыми жилами [13].

³ Предположение о частичном растворении настурана при отложении доломита высказывалось М. Краусом [13].

с арсенидами. Встречается настуран II, отложившийся на кварц Q^d совместно с регенерированным кальцитом. Поверхность выделения такого настурана сложена пирамидальными головками кристаллов.

Таблица 4

Схема последовательности образования минералов кварцево-доломитового и флюорито-баритового парагенезисов



Арсенидная стадия

Арсенидная стадия минерализации охватывает время формирования арсенидного парагенезиса. Она генетически является закономерным продолжением флюорито-баритовой стадии¹ и во многих случаях может рассматриваться как ее составная часть.

Минералы арсенидного парагенезиса наиболее интенсивно развиты в жилах, содержащих кварц Q^d и ромбоэдрические карбонаты. В ряде месторождений они встречаются в доломитизированных кальцитонастурановых жилах. Развитие арсенидной минерализации в карбонатно-флюорито-баритовых жилах позволяет четко установить ее относительный возраст.

¹ Г. Тишendorf [17] рассматривает висмут-кобальт-никелевые руды как продукт образования отдельной фазы минерализации, следующей за процессами формирования флюорит-баритовой формации, и как последний продукт дифференциации фрейбергского гранита.

Одним из первых минералов вслед за баритом (а при отсутствии барита вслед за флюоритом), доломитом или кварцем Q^d выпадало самородное серебро или самородный висмут, а в некоторых редких случаях настуран II в виде тонких (до 1 мм) колломорфных корок (рис. 11). Решетчатые дендриты и скелетные кристаллы самородного серебра (рис. 12)¹, а также скелетные кристаллы и перистые дендриты самородного висмута (рис. 13 и 14) кристаллизовались практически одновременно, но пространственно обособленно. Известны редкие случаи совместного нахождения двух отмеченных минералов, которые подтверждают подобную точку зрения. Вокруг кристаллов самородных метал-



Рис. 11. Авторадиограмма (позитив) настурана II, отложившегося на кристаллах барита I, нацело замещенного доломитом и арсенидами никеля и кобальта ($\times 1$).

лов наблюдается в отдельных образцах тонкая корка либо разобщенные полушеры настурана II (рис. 14, 15, 16). Непосредственно на настуране или на самородном металле почти во всех случаях наблюдаются корки различных арсенидов никеля, кобальта и железа. Устанавливается, что в большом числе случаев как вокруг кристаллов самородного висмута, так и вокруг кристаллов самородного серебра в качестве первого коркообразователя отлагался никелин. В ассо-

циации с самородным висмутом никелин в большинстве случаев нацело был замещен раммельсбергитом. В ассоциации с самородным серебром значительное количество раннего никелина сохранилось от замещения. Иногда непосредственно вслед за самородным висмутом, но, по-видимому, в основном позже первых порций раммельсбергита отлагался скуттерудит или никельскуттерудит, давшие в результате распада зональный смальтин и хлоантин. Последние представляют собой механическую смесь скуттерудитов и ромбических диарсенидов².

¹ Представления Ван-дер-Вина (1925 г.) о том, что в месторождениях Рудных гор решетчатые дендриты имеют вторичное происхождение и образовались путем замещения дендритов кальцита, возникших при изменении жильного доломита, были опровергнуты практически уже Цуккертом [30] и Кейлем [66]. Позже этот вопрос был специально разобран Бастином [67], а в отечественной литературе Бетехтиным [35]. Мрна и Павло [36] выделили четыре вида дендритов самородного серебра.

² См. сводку химических анализов высших арсенидов в работе Холмса [68]. Им же дано объяснение явлениям распада триарсенидов. По мнению Крутова [69], зональность смальтина и хлоантина, вероятно, вызвана «перекристаллизацией смеси арсенидного геля».

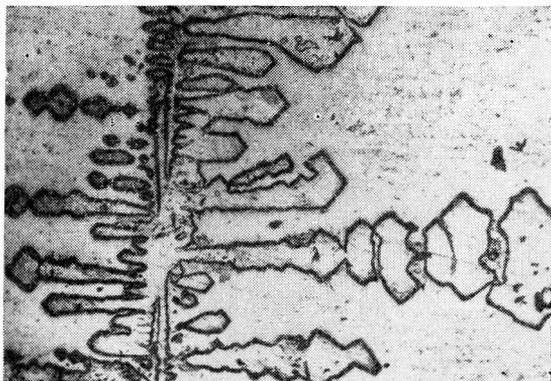


Рис. 12. Дендрит самородного серебра I в рамельсбергите (микрофото рельефнополированного после травления аншлифа; $\times 70$).

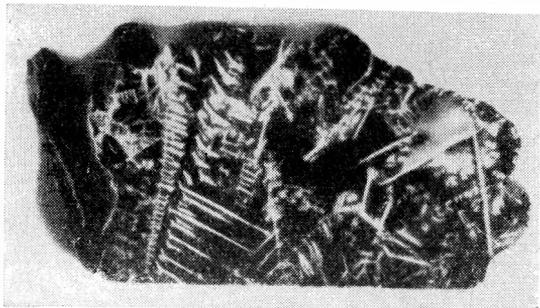


Рис. 13. Авторадиограмма настурана II, окружающего дендриты самородного висмута I ($\times 10$).



Рис. 14. Полусферы настурана II на кристаллах самородного висмута, частично замещенных неопределенным арсенидом и висмутином. Внешняя зона сложена саффлоритом (микрофото аншлифа; $\times 120$).



Рис. 15. Тонкая корка настурана II (черное) вокруг кристаллов самородного висмута I в зернистом агрегате раммельсбергита (микрофото аншлифа; николи скрещены; $\times 70$).

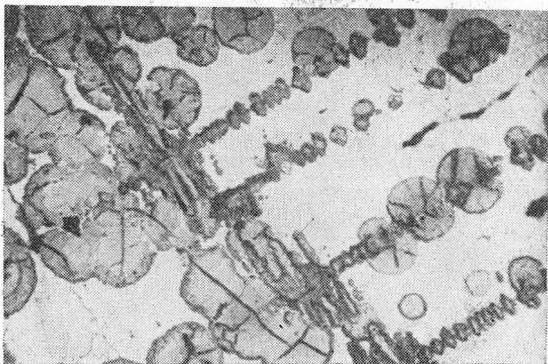
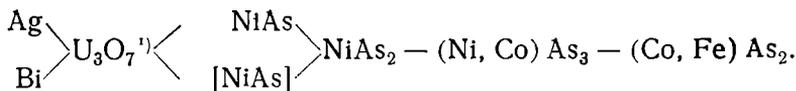


Рис. 16. Две генерации настурана II, отложившиеся на дендритах самородного серебра I и сцементированные раммельсбергитом (фото аншлифа; $\times 10$).

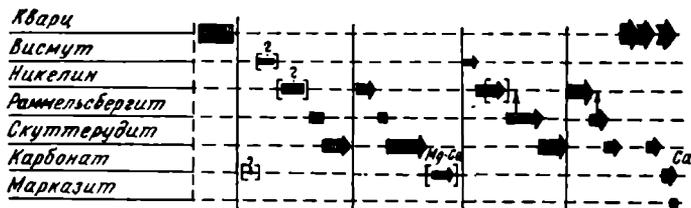
Скуттерудит обрастает и частично замещается саффлоритом и лёллингитом, а также поздними выделениями никелина, раммельсбергита и других неопределенных арсенидов. В целом намечается примерно следующая последовательность в отложении минералов:



Этот ряд осложняется выпадением из него того или иного минерала, процессами замещения минералов, но более всего пульсирующей подачей минералобразующих растворов, вызывающих появление поздних генераций никелина, раммельсбергита, скуттерудитов, неоднократное появление самородного серебра и самородного висмута. В качестве иллюстрации такой ритмичности в отложении минералов приводится парагенетическая схема, построенная по материалам изучения одного из шлифов (табл. 5) ².

Таблица 5

Схема последовательности образования минералов



В образцах обычно удается наблюдать «сокращенные» парагенетические ряды. Типичные парагенетические ассоциации подробно описаны К. Кейлем [47]. Им выделяются следующие ассоциации:

А. Парагенетические ассоциации кобальт-никель-висмутовых руд.

1. Висмут-саффлоритовая. Наблюдалось обрастание каплевидных выделений самородного висмута шарообразными розет-

¹) Условное обозначение настурана. Точная первичная формула настурана пока не известна. Обычно дается формула $k\text{UO}_2 \cdot l\text{UO}_3 \cdot m\text{PbO}$ [70а, 71а], по А. Г. Бетехтину [27], — UO_2 . Формула минерала в квадратных скобках [NiAs] показывает, что минерал был впоследствии замещен другими минералами или нацело растворен.

² Входящие углы у полос, характеризующих время отложения минералов, показывают закономерное нарастание выделяемых генераций на ранее образовавшиеся кристаллы. В квадратных скобках показано относительное время отложения минерала, впоследствии нацело замещенного или растворенного.

ками ланцетовидных кристаллов сафлорита, а также обрастание сафлоритом и ветвистых скелетных форм [70].

2. Висмут-скуттерудитовая (шпейскокобальтовая). Ромбоэдрические кристаллы самородного висмута обрастают крупнокристаллическим агрегатом скуттерудита.

3. Висмут-раммельсбергитовая (рассматривается как редкая и случайная). Происходит обрастание кристаллов висмута раммельсбергитом. Судя по образцам, подобная ассоциация не является редкостью.

4. Висмут-сафлорит-раммельсбергитовая. Дендриты самородного висмута обрастают последовательно тонкой коркой перистого раммельсбергита, которая покрывается тонкой коркой сафлорит-лёллингита.

5. Висмут-сафлорит-скуттерудитовая (шпейскокобальтовая). Относительно простые дендриты самородного висмута обрастают скуттерудитом, на который нарастает сафлорит. Часто в месте контакта самородного висмута и скуттерудита присутствует тончайшая кайма раммельсбергита.

Б. Парагенетические ассоциации кобальт-никель-серебряных руд.

6. Серебро-никельарсенидная. Выделения самородного серебра обрастают никелином и раммельсбергитом перистого строения. Иногда отдельные зоны замещены герсдорфитом с характерными трещинами сжатия.

7. Серебро-никельскуттерудитовая (хлоантитовая). Отложение в последовательности: самородное серебро — никельскуттерудит (хлоантит) — никелин и раммельсбергит.

8. Серебро-раммельсбергит-сафлоритовая. Скелетные кристаллы самородного серебра обрастают широкими корками раммельсбергита, на которые отложились узкие каемки сафлорита.

К. Кейль отрицал существование в месторождениях Рудных гор висмут-никелиновой и серебро-сафлоритовой ассоциаций, что не подтверждается изучением музейных материалов. В связи с этим для полноты перечня (после чего он отнюдь еще не может считаться всеобъемлющим) следует включить дополнительные ассоциации:

1. Висмут-никелиновая. Обрастание скелетных кристаллов самородного висмута тонколучистым никелином.

2. Висмут-никелин-раммельсбергитовая. Развитие раммельсбергита по никелину, обраставшему самородный висмут.

3. Серебро-сафлоритовая. Обрастание ветвистых дендритов самородного серебра сдвойникованными и стройникованными индивидами сафлорита.

По мнению Р. Цуккерта [30], арсенидные руды Яхимова образовались в два этапа минерализации. В первый этап процессы отложения минералов значительно преобладали над процессами преобразования минералов, их замещения и вытеснения. Уста-

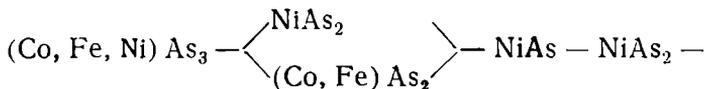
новленная им последовательность образования минералов этого этапа отображается следующим рядом:

Кварц
 Следы гематита
 Самородное серебро
 Самородный висмут
 Настуралл
 Никелин
 Белые кобальт-никелевые арсениды
 Галенит } или самородный мышьяк
 Сфалерит }

Во второй этап протекали главным образом процессы преобразования, в результате которых образовались (очередность отложения не исследована): прустит, аргентит, халькопирит, борнит, ковеллин, халькозин, пирит, марказит, висмутин, энаргит, серебряные колчеданы, аллотриоморфные самородное серебро и самородный висмут, т. е. минералы, относимые в данном очерке к продуктам кварцево-гематито-сульфидной стадии минерализации.

В последнее время схему Цуккерта в общих чертах подтвердили Ф. Мрна и Д. Павло [36].

Судя по отдельным образцам, скуттерудит нередко отлагался также до никелина и раммельсбергита. О подобной последовательности писал также К. Кейль [47] при характеристике парагенетической ассоциации самородного серебра со шпейскобальтом (никельскуттерудит?). Весьма возможно, что последовательность



представляет собой параллельную линию развития процесса. Возможно, что эта линия развития местами имела преобладающее значение. Во всяком случае, отмечены жилы, несущие по зальбандам корки скуттерудита и выполненные в центральных частях никелином [71].

Необходимо отметить теснейшую генетическую связь самородных металлов (серебра и висмута) с арсенидами, которые во всех без исключения (если не были впоследствии замещены самородным мышьяком и другими минералами) случаях, хотя бы в виде следов, но сопровождают и дендритное самородное серебро, и дендритный (скелетный) самородный висмут. В то же время различные арсениды иногда встречаются и без самородных металлов (отдельные жилы скуттерудита, жилы позднего никелина и др.).

Немецкими исследователями подмечен любопытный факт образования арсенидов кобальта преимущественно вокруг кристаллов самородного висмута и арсенидов никеля преимущественно вокруг кристаллов самородного серебра. В связи с этим выделяется два парагенетических ряда: ряд висмута-кобальтовых руд, в которых арсениды кобальта преобладают над арсенидами никеля, а основным жильным минералом является кварц, и ряд серебро-никелевых руд, где широко развит никелин и другие



Рис. 17. Выделения настурана II вокруг дендритов никелина в массе раммельсбергита (микрофото: $\times 70$).

арсениды никеля, а среди жильных минералов господствуют флюорит, барит и кальцит. Руды с висмутом и кобальтом расположены в непосредственной близости от гранита, руды с никелем и серебром, наоборот, удалены от контакта. Основываясь главным образом на этих фактах, К. Кейль [66] считает, что кобальт-висмутовые руды образовались до никель-серебряных руд, хотя и те и другие рассматриваются как образованные из распоров, смешивавшихся на глубине [47, 66].

Образование минералов арсенидного парагенезиса происходило в основном путем метасоматического вытеснения ими карбонатов и сопровождалось соответствующей регенерацией жильных карбонатов. В меньшей степени замещению подвергались флюорит и барит. Судя по просмотренным образцам, барит метасоматически вытеснялся самородными металлами (Ag, Bi) и высшими арсенидами, но не вытеснялся никелином.

Настуран II отлагался до самородного висмута (или серебра), на самородных металлах, на кристаллах скуттерудита, никелина (рис. 17) и раммельсбергита (рис. 18); он выделялся многократно в пределах арсенидной стадии и местами метасоматически вытеснялся более поздними генерациями арсенидов. Допускается [34] возможность установления трех генераций арсенид-

ного настурана II, но, по-видимому, число таких генераций больше.

Следует отметить, что вокруг самородных металлов нередко последовательно обособляются две морфологически резко отличающиеся между собой генерации настурана II. Ранняя генерация настурана II, непосредственно окружающего скелетные выделения самородного висмута и серебра, представляет собой

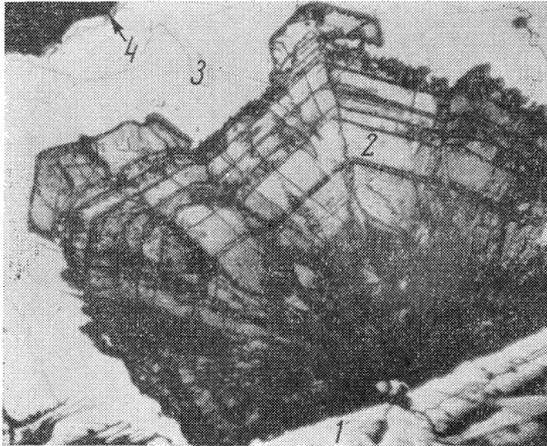


Рис. 18. Выделения никелина (2) на скуттерудите (1), покрытые последовательно коркой раммельсбергита (3) и настурана II (4) (микрофото; $\times 89$).

обычные почковидные колломорфные корки. Более поздняя генерация настурана II нарастает на колломорфные корки в виде агрегатов столбчатых кристаллов (рис. 19) либо в виде скелетных сферолитов, состоящих из расщепляющихся пластинчатых кристаллов (рис. 16, 20—22). Ранний колломорфный настуран II нередко отсутствует, и сферолиты и корки столбчатого настурана II нарастают непосредственно на кристаллы самородного висмута. Столбчатый настуран образует также обособленные агрегаты в массе никелина (рис. 23). Настуран II, отлагавшийся на выделениях никелина, раммельсбергита и скуттерудита, обычно колломорфный.

Оригинальные образования настурана II, внешне напоминающие эмульсионные взвеси, в массе раммельсбергита описаны А. Г. Бетехтиным [35]. По его подсчетам, количество шариков настурана в 1 мм^3 раммельсбергита достигает 30 000. Предполагается, что шарики настурана «в момент их возникновения обладали жидкой консистенцией и электрическим зарядом...»

(стр. 125). Любопытно, что знаменитые «трещины усыхания» в пределах шариков настурана не наблюдаются.

По сообщению Эльснера [16], к арсенидному парагенезису может быть отнесен также углеводород, содержащий 90—95%

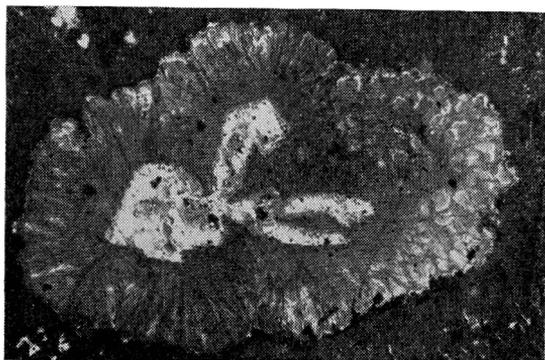


Рис. 19. Столбчатый настуран II вокруг кристалла самородного висмута I (микрофото аншлифа; $\times 115$).

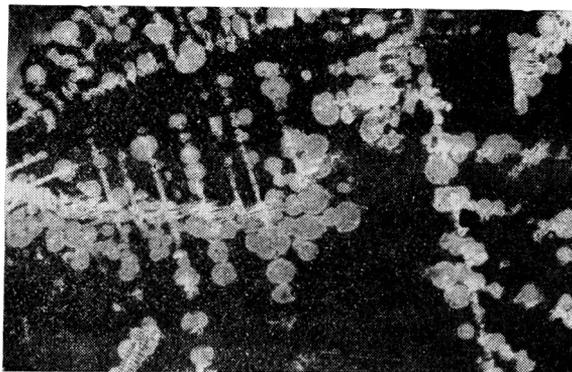


Рис. 20. Авторадиограмма двух поколений настурана II вокруг дендритов самородного серебра I. Черное поле — раммельсбергит ($\times 3$).

углерода. С обогащением таким углеводородом послойных нарушений (швебенде) связывается приуроченность к ним регенерированного настурана [16].

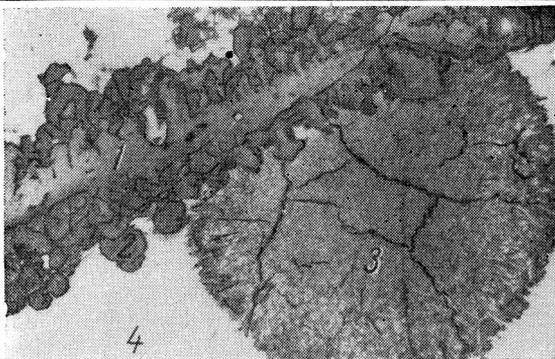


Рис. 21. Скелетные сферолиты пластинчатого настурана II:

1 — прустит по самородному серебру I; 2 — коллоидный настуран II; 3 — пластинчатый настуран; 4 — раммельсбергит (микрофото аншлифа, $\times 70$).



Рис. 22. Пластинчатый настуран II в раммельсбергите (белый) (микрофото аншлифа; $\times 1300$).

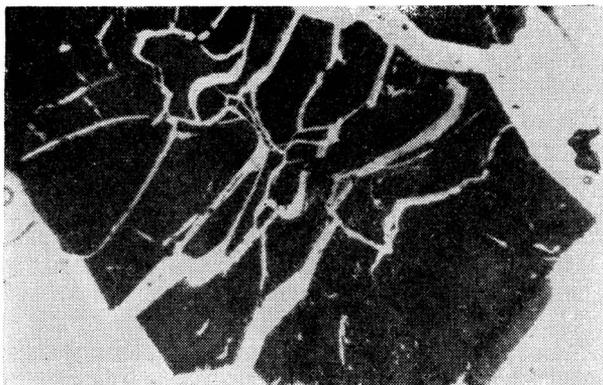


Рис. 23. Кристаллы настурана II в никелине (белый) (микрофото аншлифа; $\times 450$).

Кварцево-гематито-сульфидная стадия

Минерализация кварцево-гематито-сульфидной стадии получила широкое развитие в северо-западной системе трещин. Двигаясь по вновь приоткрытым минерализованным структурам, растворы отмеченной стадии активно взаимодействовали с образованными ранее минералами, вызывая яркие процессы преоб-

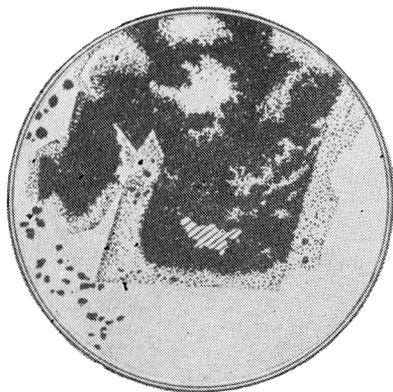


Рис. 24. Сложная псевдоморфоза тонкозернистого агрегата арсенидов никеля и кобальта, настурана II (белое) и кварца (черное) по доломиту. Центральная часть кристаллов замещена в основном кварцем Q^S , содержащим в пустотах сфалерит (заштриховано) и другие сульфиды. Зарисовка участка полированного штуфа ($\times 2$).

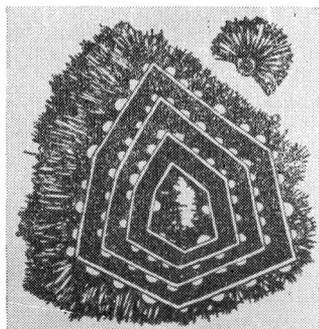


Рис. 25. Спекулярит, замещивший совместно с кварцем анкерит (?) по скаленоэдрическому кальциту. Полусферы красного гематита сохранились при замещении и своим расположением подчеркивают скаленоэдрическую форму исчезнувшего кристалла (незначительно увеличено).

разования в масштабе крупнейших жил и месторождений. Новая вспышка минералообразования началась с формирования кварцево-гематитового парагенезиса. Отлагавшийся вслед за диарсенидами и сидеритом тонкозернистый пористый, иногда плотный яшмовидный (сургучный типа $Q^{d,a}$) кварц Q^S интенсивно вытеснял ромбоэдрические карбонаты и сидерит. Последние (особенно в крупных и протяженных жилах железо-марганцевой формации, а также вблизи гранитов) претерпевали полное растворение, и лишь распределение включений гематита и других минералов в кварце, повторяющих контуры исчезнувших кристаллов и друз, указывает на присутствие карбонатов в более ранние стадии (рис. 24, 25). В структурах, куда не попал в изобилии кварц, карбонаты почти не растворились, но местами были интенсивно замещены пластинчатым гематитом — спекуляритом. Окисление железа и образование гематита при позднем кварцевом метасо-

матозе привело к обезжелезиванию регенерированных карбонатов. В связи с этим после кварца Q^{S_1} получили широкое развитие регенерированный (обычно белый) доломит и скорлуповатый кальцит II¹.

В жилах, содержащих карбонаты марганца, совместно с зернистым кварцем отлагался манганит и намного позднее пиролюзит.

Проявление поздней кварцевой минерализации в флюорито-баритовых жилах привело местами к полному исчезновению барита и флюорита, а также к их регенерации после отложения кварца.

Ассоциирующийся с гематитом сургучный кварц Q^{S_1} не участвовал в вытеснении барита и пассивно цементировал в друзовых пустотах кристаллы барита. Растворение барита происходило позднее, в период отложений кварца Q^{S_2} (рис. 26). В сургучном кварце Q^{S_1} от барита часто сохраняются характерные щелевидные пустоты, иногда выполненные более поздним зернистым, редко халцедоновидным, кварцем Q^{S_2} . Флюорит при этом часто не затрагивается процессом растворения. Особенно интенсивному замещению подвергался барит в период развития зернистого кварца Q^{S_2} , ассоциирующегося в карбонатных жилах с сульфидами. Известны мощные мономинеральные жилы зернистого и друзового кварца, представляющие собой своего рода псевдоморфозы по баритовым жилам и сохранившие структуру баритового выполнения. Известны случаи многократного вытеснения барита кварцем. Вытеснение барита относительно поздним роговиковоподобным кварцем (Q^{S_1} ?) на нижних гори-

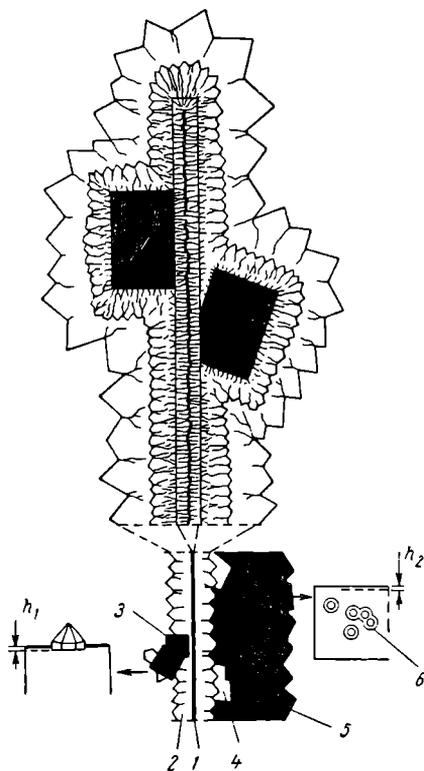


Рис. 26. Псевдоморфоза кварца Q^{S_2} по бариту I. Желтый флюорит сохранился от замещения:

1 — барит; 2 — кварц Q^{S_2} ; 3 и 5 — желтый флюорит; 4 — пустоты растворения от ромбоздрических кристаллов доломита; 6 — отпечатки от полусфер гематита ($h_1 = h_2$).

¹ Кальцит I соответствует кальциту IIб и III Маухера [12], кальцит II — скорлуповатый, тонколушчатый, кальцит III отлагается на псевдоморфозах доломита по кальциту I, морфологически соответствует кальциту III Маухера; кальцит IV соответствует кальциту IV Маухера, но включает также плоские (тупые) ромбоздры.

зонтах жилы Хальсбрюккен (Фрейберг) отмечено Тишендорфом [17]. В той же жиле более поздний барит с включениями флюорита инкрустируется и вытесняется в свою очередь кварцем халцедоновидного облика (Q^{S_2}), причем и более позднее вытеснение максимально проявилось на нижних горизонтах [17]¹.

Существенные изменения происходили в эту стадию в жилах, содержащих минералы арсенидного парагенезиса. Самородное серебро I и самородный висмут I очень часто и на большом интервале нацело растворялись (рис. 27). Пустоты от их дендритов и скелетных кристаллов выполнялись кварцем Q^{S_2} , кальцитом, различными поздними сульфидами, сульфосолями и настура-

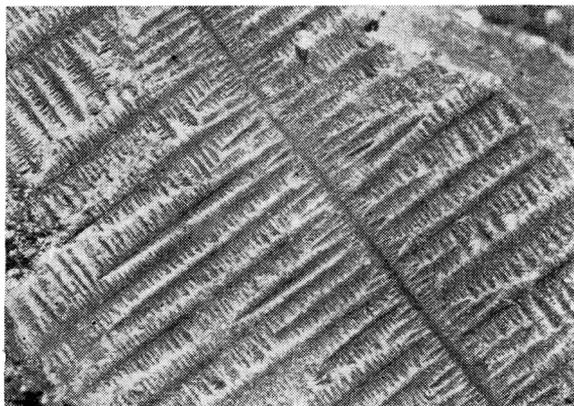


Рис. 27. Пустоты растворения от дендритов самородного серебра I в агрегате саффлорита и раммельсбергита ($\times 8$).

ном III (рис. 28, 29). Интенсивному разрушению подвергались также арсениды никеля, кобальта и железа, особенно никелин и скуттерудит.

В связи с разрушением арсенидов образовывался самородный мышьяк, отлагавшийся исключительно в карбонатных участках жил вслед за белым регенерированным доломитом, совместно с желтым флюоритом одновременно либо немного раньше, чем скорлуповатый кальцит II. Самородный висмут, как это было подмечено уже Р. Цуккертом [30], мигрировал на крайне незначительное расстояние и отлагался в виде зернистых масс между кристаллами кварца (Q^{S_2}), выполняя также пустоты растворения в арсенидах и других минералах (рис. 30). Серебро переотлагалось после транспортировки на большее по сравнению с вис-

¹ В отечественной литературе замещение саксонских баритовых жил кварцем и регенерация барита в верхние части жил отмечены А. Г. Бетехтиным [72], давшим также кратко свое объяснение этому явлению.

мутом расстояние [30]. Самородное серебро регенерировалось, по-видимому, в основном в верхах кальцитовых жил, где создало богатые серебряные руды, добывавшиеся в далеком прошлом.

В рудных жилах, содержащих арсениды, в первую очередь вытеснялись кварцем жильные минералы. При этом вначале

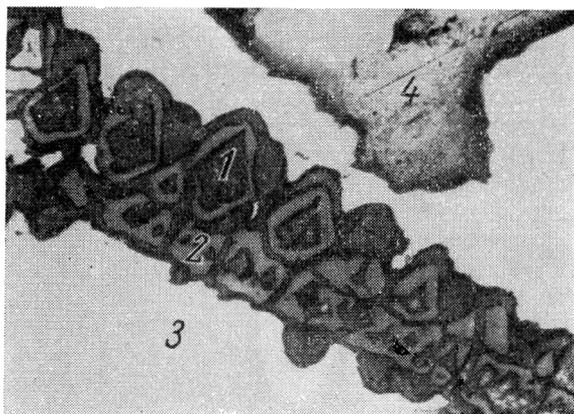


Рис. 28. Настуран III выполняет пустоты растворения на месте самородного серебра I. Оторочка настурана II почти не растворилась:

1 — настуран III; 2 — настуран II; 3 — раммельсбергит; 4 — арсенид (микрофото аншлифа; $\times 120$).



Рис. 29. Скелетные кристаллы самородного висмута I, метасоматически вытесненного кварцем (черное) в агрегате арсенидов пикеля и кобальта (светло-серое). Микрофото аншлифа.

вытеснялся барит, затем карбонаты и флюорит. Вместе с кварцем выделялись первые порции сульфидов — галенита и халькопирита, на которые арсениды оказывали определенное оса-

ждающее действие. В результате в участках позднего кварцевого метасоматоза часто наблюдаются кварцевые жилы или участки жил (псевдоморфные по баритовым и карбонатным), содержащие линзы, гнезда или вкрапленность арсенидов кобальта, никеля, железа и различные сульфиды. При дальнейшем развитии процесса интенсивному замещению и вытеснению подвергались арсениды и частично ранние сульфиды.

Наиболее интенсивно поздний кварцевый метасоматоз проявился в крупных разломах (жилы железо-марганцевой форма-

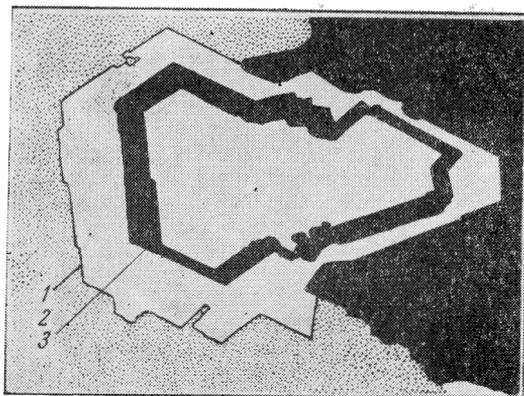


Рис. 30. Выполнение зоны растворения в кристалле скуттерудита самородным висмутом II: 1 — скуттерудит; 2 — кварц Q^2 ; 3 — самородный висмут II (зарисовка участка шлифа).

ции) и в сравнительно мощных и протяженных жилах флюорито-баритовой формации. В оперяющих структурах отмеченных жил, а также в системах маломощных, тонких жил кварцевый метасоматоз проявился слабее (возрастая по направлению к гранитам [13]), но сопровождался образованием различных поздних сульфидов. Совместно с частично растворенными и замещенными арсенидами встречаются более поздние отложения сульфоарсенидов и сульфидов никеля и кобальта: герсдорфит, глауколот, миллерит, бравоит и др. Среди поздних сульфидов, отлагавшихся в сохранившихся от замещения карбонатных, флюоритовых или баритовых участках совместно с регенерированными карбонатами, флюоритом и доломитом, наибольшим распространением пользуются халькопирит и пирит, далее идут галенит, висмутин, аргентит, сфалерит, халькозин, блеклые руды и другие минералы. Порядок выпадения их изучен недостаточно. Поздние сульфиды ассоциируются с поздним скаленоэдрическим кальцитом III; они отлагаются совместно с регенерированным желтым флюоритом позже самородного мышьяка, вслед за баритом II,

совместно либо до стебельчатых и тонколучистых почковидных агрегатов барита III. Поздние сульфиды развивались в основном путем метасоматического вытеснения кальцита и других карбонатов, а также ранних генераций флюорита, барита и настурана. С поздними генерациями регенерированных жильных минералов сульфиды образуют структуры одновременного роста.

Подавляющее большинство включений и прожилков сульфидов в выделениях настурана I и II относятся по времени к последней стадии гидротермального процесса. Наличие сульфидов,

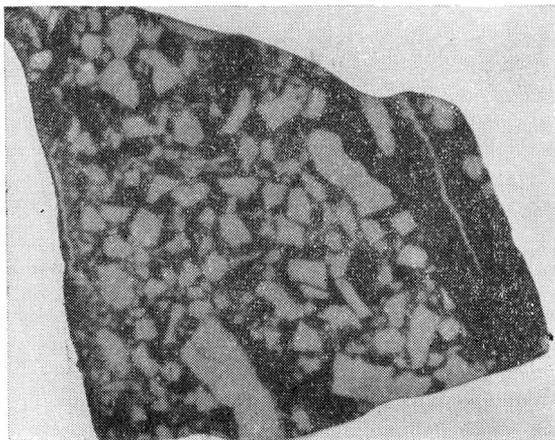


Рис. 31. Обломки выделений настурана I (белое), сцементированные поздним кальцитом (авторадиограмма; $\times 1$).

почти одновременных с настураном I, вызывает большое сомнение. Как было показано Цуккертом [30], сульфиды в жилах пятиметальной формации всегда отлагаются позже арсенидов¹, образующихся в свою очередь намного позже настурана I [16, 34].

Кварц Q^S во многих случаях пассивно цементирует выделения настурана I и II. Обломки почковидных выделений настурана I цементируются также кальцитом (рис. 31); мелкие сферолиты настурана II цементируются поздними сульфидами и селенидами (рис. 32). В карбонатных участках жил обе генерации настурана часто подвергаются сильному метасоматическому вытеснению кальцитом и поздними сульфидами, особенно марказитом. Представляет интерес тот факт, что вокруг включений и прожилков поздних сульфидов настуран окислен. Окисление

¹ В работе [30] отмечены лишь единичные случаи почти одновременного отложения никелина и галенита.

устанавливается по резкому снижению показателя отражения настурана. Участки окисления распространяются далеко (в пределах полировки) за пределы развития поздних сульфидов, в связи с чем нельзя однозначно рассматривать этот процесс изменения настурана как процесс, сопровождающий отложение сульфидов. Кажется более вероятным, что сульфиды метасоматически развивались в участках окисления настурана, в то время как сам процесс окисления настурана несколько предшествовал отложению сульфидов, хотя и был связан с проявлением той же стадии минерализации.

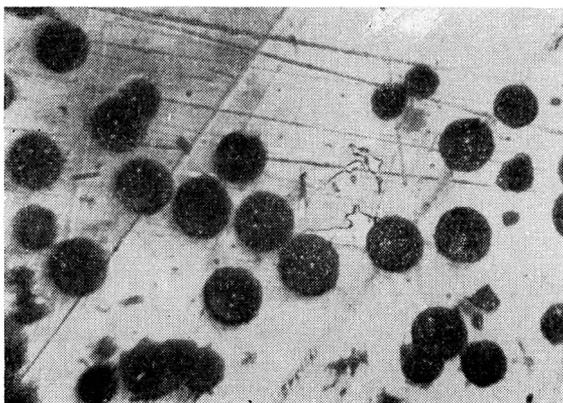


Рис. 32. Сферолиты настурана II в клаусталите (микрофото аншлифа; $\times 450$).

Регенерированный настуран III, отличающийся пониженной твердостью и значительно меньшим по сравнению с настураном I показателем отражения, отлагался в пустотах растворения самородного серебра I (см. рис. 28) в виде тонких пленок на сульфидах, но, по-видимому, до отложения сульфосолей серебра (рис. 33). Макроскопически он обнаруживается по фиолетовым гало вокруг включений сульфидов в желтом флюорите.

К настурану III относятся также относительно рыхлые агрегаты и тонкие бархатно-черные налеты регенерированной урановой черни, иногда перекрытые коркой марказита и светлого сфалерита. Настуран III во Фрейберге (пылевидный настуран), по данным Мюллера [18], находится в виде смеси с пиритом, галенитом, халькопиритом, аргентитом и глинистыми составными частями. Богатый серебром пылевидный настуран добывался как руда на серебро. Анализ пылевидного настурана показал присутствие в нем 30,20% U_3O_8 , 14,32% углерода и 0,98% водорода. Остальные компоненты представлены сульфидами железа, отча-

сти меди, серебра и свинца [18]. Можно предположить, что углерод и водород связаны в минерале типа антраксолита¹.

Как было установлено К. Кейлем [66], сульфиды железа, свинца, меди, цинка и др. предшествовали отложению сульфосолей серебра (прустит, пираргирита, полибазита, штернбергита и ряда других). Сульфиды и сульфосоли серебра появляются обычно в жилах, несущих серебро-арсенидные руды, подвергнутые поздней метасоматической переработке. Они ассоциируются с микрозернистым марказитом, самородным мышьяком, реликтами арсенидов никеля—кобальта. По времени выделения они



Рис. 33. Авторадиограмма шлифа, показывающая распределение настурана II (оторочки вокруг дендритов самородного серебра) и настурана III (серые участки), образующего тонкую вкрапленность в прустите. Черное — раммельсбергит ($\times 3$).

почти одновременны с призматическим и плоскоромбическим кальцитом IV.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ РАСТВОРА С МИНЕРАЛАМИ

Взаимосвязь между минеральными парагенезисами различных стадий нашла свое выражение, с одной стороны, во влиянии ранее отложенных парагенезисов на состав и пространственную локализацию минералов поздних парагенезисов, с другой — в процессах изменения минералов ранних парагенезисов растворами поздних стадий.

Процессы силикатно-окисной стадии (скарнирование и био-

¹ Можно ожидать появления углеводородов и в постбазальтовой минерализации. По сообщению Фогля [73], в базальтовом туфе неоднократно находили битуминозное дерево. В путценвакках встречались также обломки угля, сохранившего структуру дерева и пересеченного прожилками кальцита.

титизация) привели к образованию пород, благоприятных для отложения в них путем метасоматоза пирротина, пирита, арсенипирита, халькопирита (влияние железа измененных пород) и позже настурана в рассекающих эти породы жилах. Степ и Бекке [74] особо подчеркивали роль биотита биотитовых сланцев в локализации настурана в Яхимове¹. Л. де-Лонэ [75] отмечал интересный факт приуроченности настурана (восточнее Яхимова) к скаполитизированным сланцам. Колчеданный метасоматоз пород (особенно пиритизация) и хлоритизация также создали зоны или участки, благоприятные для осаждения настурана² (влияние железа и серы), а также более поздних арсенидных руд [54]. Кварцево-карбонатно-настурановые жилы и, как предполагается [16, 34], барито-гематито-настурановые жилы (Фрейберг) являлись источником урана для арсенидных руд. В участках, где растворы арсенидной (вернее, флюорито-баритовой) стадии не взаимодействовали с образованным ранее настураном I, арсенидные руды не несут настурана II. Кальцит настурансодержащих жил являлся одним из источников кальция для доломита, а в сохранившихся от замещения кварцем участках он служил хорошим осадителем для более поздних минералов — арсенидов, сульфидов и сульфосолей. Карбонаты флюорито-баритовой и арсенидной стадий служили источником железа и марганца для гематитовых руд, источником магния и кальция для регенерированного доломита и отчасти позднего кальцита. Арсенидные руды служили источником никеля, кобальта, серебра, висмута и мышьяка для минералов кварцево-гематито-сульфидной стадии, а также отчасти являлись локализаторами для благородных серебряных руд.

Воздействие растворов каждой последующей стадии минерализации на минералы ранних стадий выразилось в замещении и изменении минералов, в растворении их и метасоматическом вытеснении.

Особый интерес из отмеченных процессов представляет внутрижильный метасоматоз, проявившийся наиболее ярко в северо-западной системе трещин. Для отмеченных жил намечаются следующие закономерности в проявлении внутривильного метасоматоза.

1. Из различных видов метасоматоза наиболее существенные преобразования были вызваны метасоматическим вытесне-

¹ Впоследствии это мнение оспаривалось М. Краусом [13].

² Не совсем ясно время образования графита и углистого вещества [16] в зонах дробления. Углистое вещество, несомненно, играло существенную роль в осаждении различных руд. На месторождении Аннаберг [9] богатые рудные столбы с минералами серебра и кобальта залегают преимущественно в участках пересечения жилами так называемых «швебенде» — пологопадающих зон дробления (рухликов), содержащих сульфиды и углистое вещество. На месторождении Мариенберг [76] наиболее богатые участки также приурочены к пересечению с различными зонами нарушения, заполненными сажистым, богатым углеродом веществом с примесью пирита («черные флещы»).

нием — процессом, при котором растворение одного минерала сопровождается отложением другого минерала без какой-либо ассимиляции продуктов растворения минералом-вытеснителем (вытеснение барита, флюорита, карбонатов, а также рудных минералов кварцем, вытеснение рудных минералов, барита и флюорита карбонатами и т. п.). По широте развития метасоматическому вытеснению не уступает процесс ионного замещения кальция на магний, типичный, по-видимому, для всех месторождений процесс доломитизации кальцита.

2. Внутрижильный метасоматоз протекал стадийно, приводя к перераспределению минералов в жилах. В конечном итоге в участках интенсивного внутрижильного метасоматоза жила сложена лишь различными генерациями кварца нескольких стадий минерализации (в основном Q^d и Q^{s_2} с гематитом или глинистым минералом). В сохранившихся от замещения карбонатных участках жил число минеральных видов и их генераций, наоборот, резко возрастает (арсениды, сульфиды, сульфосоли, самородные металлы, флюорит, барит и др.).

3. Интенсивность внутрижильного метасоматоза в отдельных месторождениях возрастает с глубиной, по направлению к гранитам. Интенсивность внутрижильного метасоматоза в первом приближении находится также в прямой зависимости от мощности и протяженности жил. Наиболее интенсивно процессы метасоматического вытеснения проявились при формировании жил железо-марганцевой формации, приуроченных к крупным разломам, и в жилах флюорито-баритовой формации, отчасти являющихся морфологически структурами оперения крупных разломов. В ряде крупных и протяженных жил участки тонких прожилков сохраняются от замещения.

4. В процессе внутрижильного метасоматоза позднего этапа неоднократно возникали полости растворения. Во многих случаях отложению минерала-вытеснителя предшествовало полное растворение отдельных участков жил, отдельных кристаллов минералов или зон кристаллов.

5. На процесс внутрижильного метасоматоза в какой-то мере влиял характер вмещающих пород. Так, в гранитах даже мало-мощные жилы в большинстве случаев сложены кварцем, в то время как в осадочно-метаморфогенных породах те же жилы сохраняют карбонатное выполнение. В кварцевых участках таких жил в гранитах были установлены псевдоморфозы кварца по скаленоэдрическому кальциту и ромбоэдрическим карбонатам, в то время как те же карбонаты за пределами гранитов часто не подвергались замещению.

В результате метасоматического вытеснения ранее образованные минералы разрушались и переходили в раствор. Отдельные компоненты разрушенных минералов входили в состав новых минералов; часть из них подвергалась окислению или восстановлению и образовала новые минеральные виды. Но основная часть

компонентов жильных и некоторых рудных минералов не подвергалась химическим изменениям, а также не входила в состав вновь образованных минералов, поэтому из раствора часто выпадали те же самые минералы, которые были метасоматически вытеснены. Такой процесс, процесс регенерации минералов, получил в рудных жилах широкое распространение.

По времени формирования регенерированные минералы почти одновременны минералам-вытеснителям, но в участках метасоматоза выделялись всегда позже минералов-вытеснителей. Основным критерием, позволяющим установить принадлежность минерала к минералам, регенерированным по своему генезису, является четкая связь появления поздних генераций какого-либо минерала с метасоматическим вытеснением ранних генераций того же минерала. Дополнительным признаком является отсутствие поздних генераций в участках, где метасоматическое вытеснение ранних генераций отсутствует. Естественно, что регенерированные минералы во многом отличаются от минералов, в результате разрушения которых они образовались. Прежде всего следует подчеркнуть количественные изменения: теоретически регенерированного минерала в чистом виде во всех случаях меньше, чем минерала, подвергнутого частичному или полному метасоматическому вытеснению. Общее впечатление от различного рода сопоставлений количества минералов в поздних генерациях с количеством минерала ранней генерации (включая сохранившиеся реликты и полные псевдоморфозы) как будто согласуется с этим положением, особенно в отношении рудных минералов.

В качественном отношении регенерированные минералы также отличаются от исходных генераций, подвергнутых метасоматическому вытеснению. Эти отличия могут быть кристаллографическими, физическими, химическими и т. д. Они служат основанием для выделения соответствующих типоморфных признаков и в той или иной степени были издавна известны исследователям месторождений Рудных гор.

В качестве примера эволюции кристаллографических форм во времени можно привести морфогенетический ряд кальцита Г. Кальба [77]: пластинчатый $\{0001\}$ с $\{10\bar{1}1\}$ — ромбоэдрический $\{10\bar{1}1\}$ — скаленоэдрический $\{2131\}$ — призматический $\{01\bar{1}2\}$ с $\{10\bar{1}0\}$. Наиболее интенсивному вытеснению в разные стадии подвергался пластинчатый кальцит (псевдоморфозы кварца и адуляра, иногда с флюоритом), ромбоэдрический кальцит (кварцем Q') и скаленоэдрический кальцит (доломитом, кварцем Q^s , гематитом). В качестве отчетливо регенерированных минералов выступают поздний скаленоэдрический и призматический кальциты.

Примером химических отличий ранних и поздних (регенерированных) генераций может служить вольфрамит, детально изу-

ченный О. Эльснером [45, 46]. Регенерированный вольфрамит, связанный с колчеданными жилами, отличается от первичного вольфрамитового существенным изменением отношения гюбнеритовой составляющей к ферберитовой (H/F).

Интересной пространственной закономерностью является приуроченность регенерированных минералов к участкам, где те же минералы сохранились от замещения. Широко распространены карбонатные участки (жилы), баритовые и реже флюоритовые участки жил, сложенные иногда несколькими резко разобщенными во времени генерациями, отличающимися морфологически, характером включений и т. д. В карбонатных участках

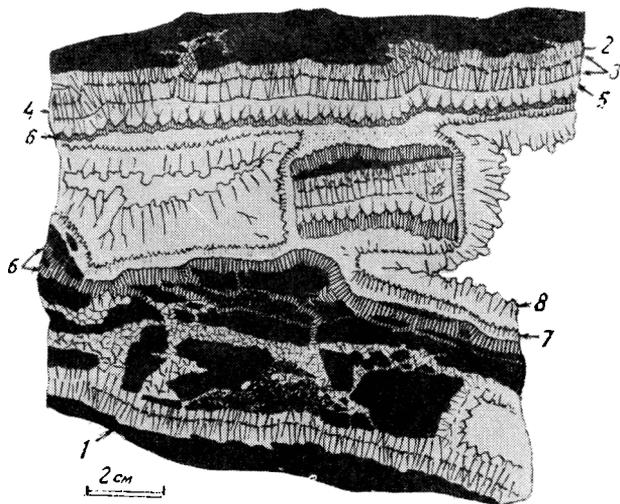


Рис. 34. Зарисовка штуфа из карбонатной жилы:
1 — углистый сланец; 2, 4, 5 — регенерированный доломит арсенидного парагенезиса с включениями полусфер гематита; 3 — гематит; 6 — сидерит; 7, 8 — поздний кальцит.

иногда можно встретить совместно все основные (особенно поздние) генерации жильных карбонатов (рис. 34), в баритовых участках — различные генерации барита (рис. 35). Возможно, что в подобном распределении сказалось существенное влияние ранее отложенных генераций как затравок при зарождении регенерированных минералов [78].

Можно ожидать, что в участках интенсивного внутрижильного метасоматоза настуран был разрушен и впоследствии переотложен в других участках жил. Как предполагается, внутрижильный метасоматоз разубоживал и разрушал линзы настурана в крупных структурах или в нижних участках жил и вызывал путем регенерации образование новых либо обогащение старых, сохра-

нившихся от замещения настурановых линз в трещинах оперения и в не замещенных кварцем или слабо измененных участках жил.

Установление в пределах парагенезисов регенерированных минералов, а также минералов, полностью или частично возникших в результате разрушения и различных преобразований ранних минералов, позволяет создать более правильную картину привноса основных элементов или их соединений в жилы и на основе этого строить предположения о последовательности выноса элементов или их соединений из глубины.

Если исключить минералы, образовавшиеся в результате взаимодействия поступающих растворов каждой последующей

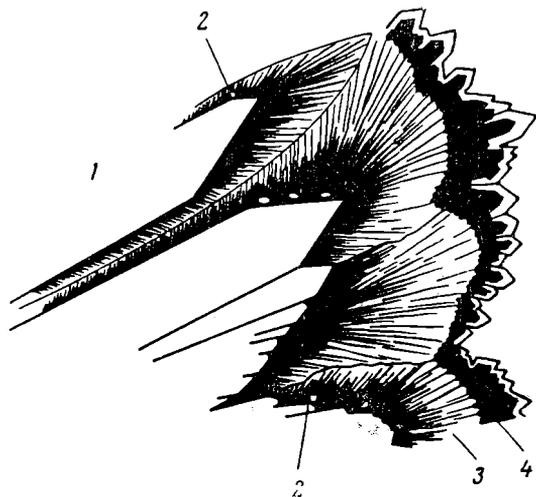


Рис. 35. Бариты поздних генераций:

1— барит II; 2— «присыпки» халькопирита; 3— барит III;
4— зонарные кристаллы барита IV.

стадии с минералами предыдущих стадий, то число минералов, которые могут служить указателями привноса, окажется сравнительно небольшим. В поздний этап, где процессы преобразования наблюдаются особенно ярко, намечается следующая последовательность таких минералов: кварц — флюорит — барит — самородные висмут и серебро и арсениды кобальта, никеля — сульфиды свинца, цинка, меди — часть карбонатов.

ЦИКЛЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Закономерная смена парагенезисов в различных месторождениях Рудных гор, по мнению О. Эльснера [15], постоянна, хотя количественное соотношение отдельных парагенезисов меняется во времени и зависит от времени внедрения и, следовательно,

как он предполагает, от степени прогрессирующей дифференциации магмы.

В более поздних работах О. Эльснер [16] сделал попытку количественно оценить относительное содержание металлов в гранитах. На рис. 36 графически отображена металлоносность гранитов. Количество всех металлов принято за 100%, а коли-

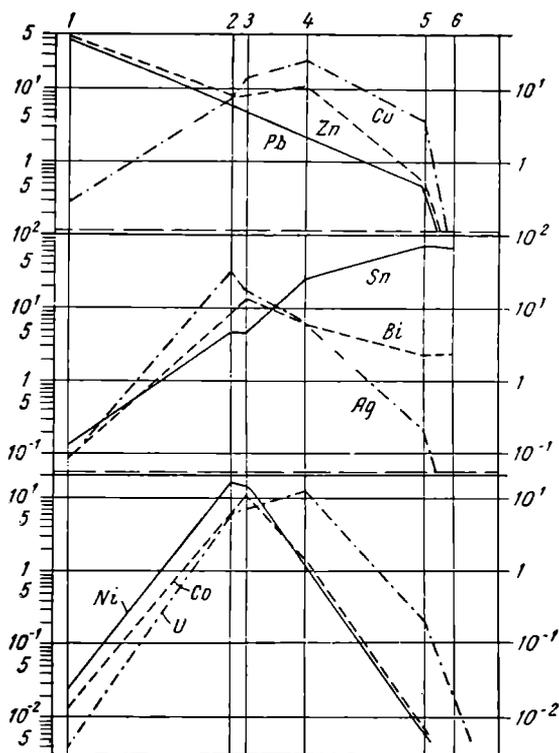


Рис. 36. Относительное содержание металлов в рудногорских гранитах (по Эльснеру):

1 — Фрейберг; 2 — Мариенберг; 3 — Аннаберг; 4 — Эйбеншток; 5 — Садисдорф; 6 — Альтенберг.

чество каждого металла в отдельности дается в процентах от общего количества. Отдельные граниты изображены на абсциссе на расстоянии друг от друга, пропорциональном их предполагаемому возрасту. Наиболее молодой гранит у Альтенберга — Циннвальда, наиболее древний — у Фрейберга.

Вопрос о времени формирования месторождений не менее дискуссионный, чем проблема величины разрыва во времени между отдельными этапами, а также некоторыми стадиями минерализа-

ции. Во всяком случае, достоверным является постоянство в порядке выпадения основных групп минералов и связь минерализации Рудных гор с общим или, в крайнем случае, со сходными магматическими источниками.

О неизменном порядке выпадения минералов в эндогенных месторождениях писали Маухер [12], Линдпрен и Эдуардс [79], С. С. Смирнов [80], А. В. Королев [81]¹. Г. Шнейдерхен [41] считает, что постоянство в выпадении минералов проявилось лишь в магматических месторождениях нормальной последовательности в древнем орогене. К этой группе в Европе относятся все месторождения, связанные с варисским орогенезом.

Из сравнения приведенной парагенетической схемы (см. табл. 2) с парагенетическими схемами, составленными для других районов и месторождений, отчетливо видно, что последовательность образования минералов в эндогенных месторождениях Рудных гор не является уникальной и совпадает в грубых чертах с последовательностью отложения минералов во многих других месторождениях. Для эндогенных месторождений Рудных гор намечается следующая последовательность:

- силикаты калия, натрия, железа, магния, кальция;
- окислы железа, олова и вольфраматы железа, марганца, кальция;
- кварц и ранние сульфиды железа, меди, цинка, свинца, сурьмы;
- кальцит и настуран;
- флюорит и барит;
- самородные висмут, серебро и арсениды никеля, кобальта, железа;
- кварц и гематит;
- кварц, поздние сульфиды меди, цинка, свинца, серебра и карбонаты.

Эта последовательность является лишь немного более расширенным и детализированным изложением обычной схемы эволюции пневмато-гидротермального процесса минералообразования, данной А. В. Королевым [81].

Рассмотрение общей линии развития минерализации с химической точки зрения показывает на любопытную особенность эволюции — неоднократную смену резко окислительной обстановки резко восстановительной — своего рода цикличность процесса. Для продуктов привноса устанавливается два окислительных и два восстановительных периода — два цикла минерализации. Первый цикл минерализации соответствует раннему этапу. Он начинается с отложения окислов, вольфраматов и заканчивается формированием ранних сульфидов. Второй цикл целиком соответствует позднему этапу минерализации.

¹ Вопрос о том, какое значение имеет изучение последовательности образования минералов, изложен в работе [82].

К такому же выводу пришел недавно О. Эльснер [16], отметив, что минерализация ранних и поздних формаций несет много признаков сходства: и ранняя и поздняя минерализация начинается с отложения окислов и кончается отложением сульфидов. На основе этого им выделяются два самостоятельных цикла.

Если включить в сферу рассмотрения минералы, образованные в результате окисления ранее существовавших компонентов, то число таких циклов на первый взгляд должно было бы увеличиться. Во всяком случае, можно было бы выделить достаточно крупный третий цикл минерализации, соответствующий кварцево-гематито-сульфидной стадии. Гематит рассматривается обычно как показатель окислительной обстановки. Однако образование гематита в отмеченную стадию происходило не путем привноса окисного железа, а путем окисления закисного, что само по себе могло создавать для многих соединений восстановительную обстановку. Таким образом, твердо устанавливается лишь два цикла минерализации, в целом соответствующие выделенным этапам¹.

Кварцево-карбонатно-настурановая стадия занимает промежуточное положение между выделенными циклами. Она характеризует определенную стадию процесса, отделенную от предшествовавшей и последующей стадий проявлением интенсивных тектонических подвижек. Подобное обособление во времени карбонатно-настурановой минерализации, по данным Д. Я. Суражского [83], вообще характерно для жильных месторождений, образованных в результате заполнения открытых трещин. При наличии двух этапов минерализации вопрос, однако, значительно усложняется, так как остается неустановленной величина разрыва во времени между отдельными стадиями. Встает вопрос, является ли генетически, или, лучше сказать, химически, кварцево-карбонатно-настурановая минерализация концом первого цикла или знаменует собой начало второго цикла.

В пользу предположения о некоторой генетической связи настурановой стадии с ранним этапом говорит широкое развитие хлоритизации не только около колчеданных жил, но и около настурансодержащих жил, появление в настурансодержащих жилах разновидностей кварца с включениями октаэдрического

¹ Л. Бауман [2] также выделяет два цикла минерализации, но на основе других принципов. Первый цикл минерализации (вестфаль) охватывает время формирования благородной кварцевой формации. Он отделен от последующего образования кварцево-порфировых жил (стефан).

Второй цикл минерализации (нижние красные слои) включает остальные пять формаций, куда входят последовательно: колчеданно-свинцовая, железобаритовая, благородная доломитовая, флюорито-баритовая свинцовая, висмут-кобальт-никелевая формации.

А. Вацнауер [38] среди варисских месторождений выделяет две группы:

- 1) пегматито-пневматолитовые месторождения неглубинного происхождения, связанные с кислыми дериватами гранитов, и
- 2) рудные жилы более глубинного происхождения, сопровождающие образование лампрофиров, связанных в свою очередь с гранитным телом.

флюорита, адуляра и местами пирита, образовывавшихся обычно в конце ранней сульфидной минерализации, выделение основной массы настурана до основной вспышки флюорито-баритовой минерализации и, наконец, закономерная для обычных сульфидных месторождений смена сульфидов карбонатами, в данном случае кальцитом с настураном. Дополнительным аргументом, приводимым в пользу первого предположения, является поразительное сходство конца сульфидной минерализации с началом настурановой минерализации. И в том и в другом случае выделялись кварц, флюорит, адуляр, отличающиеся друг от друга главным образом морфологически. В жилах, образованных в конце раннего этапа, минералы более грубозернисты. В настурансодержащих жилах отмеченные минералы наблюдаются, как правило, в виде мелкозернистых агрегатов.

В пользу предположения о генетической связи настурановой стадии с поздним этапом говорит развитие соответствующей минерализации (настуран и др.) в северо-западной системе трещин, характерной для проявления минерализации позднего этапа. Широкое развитие в кварцево-карбонатно-настурановых жилах тонкозернистого, гребенчатого, фестончатого и других морфологических разновидностей кварца, характерных также и для поздних парагенезисов, свидетельствует, по мнению Адамса [84], о небольших глубинах формирования месторождений. В то же время для ранних парагенезисов с вольфрамом и оловом кварц, как будто, имеет все признаки глубинного образования¹. Эти признаки нельзя, конечно, считать однозначными, но имеются также и некоторые другие факты. О сходстве физико-химических условий минерализации в кварцево-карбонатно-настурановую стадию и различные стадии позднего этапа говорит также широкое развитие во всех них так называемых «колло-морфных», почковидных сферолитовых структур, а также структур, свидетельствующих об отложении минералов первоначально в виде относительно вязких масс. Намечается два решения вопроса о генетическом положении урановой минерализации.

1. Кварцево-карбонатно-настурановая минерализация является концом раннего цикла, но резкого перерыва между этапами, соответствующими циклам, несмотря на утверждения геологов, не существует.

При таком решении вопроса этапность (но не стадийность) формирования месторождений ставится под сомнение, а появление двух циклов минерализации связывается лишь с процессами, вызванными медленным падением температуры во времени. Предположение о миграции магматических очагов на глубину по мере продвижения вниз зоны консолидации (и охлажденных участков) при таком решении вопроса не исключено.

¹ Следует оговориться, что на месторождении Эльсплице известен игольчатый [29] и даже колломорфный касситерит. Гальки деревянистого олова найдены также в россыпных месторождениях Саксонии [85].

2. Кварцево-карбонатно-настурановая минерализация является началом второго цикла минерализации, резко оторванного во времени от первого цикла. В этом случае следует принять, что каждый цикл характеризуется самостоятельным законченным развитием минерализации, связанной с определенной магматической деятельностью¹. Первый цикл, согласно второму предположению, связан с деятельностью относительно неглубоко (по отношению к оруденению) залегающего магматического источника и протекал в значительно прогретых породах. Второй цикл связан с деятельностью более глубокого магматического источника, но отложение минералов происходило в более охлажденных породах, хотя первоначальные температуры подающегося материала в начале обоих циклов, по-видимому, были близки.

Вторая альтернатива поставленной дилеммы геологически более обоснованна и принята в качестве основы для дальнейшего анализа процесса.

Анализ парагенетической схемы (см. табл. 2) показывает, что эволюция процессов минералообразования в Рудных горах в пределах каждого цикла несет много признаков сходства с эволюцией фумарольного и сольфатарного процессов в районах современных действующих вулканов.

ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ФУМАРОЛ И ГИДРОТЕРМ

Само по себе сходство в эволюции пневмато-гидротермального процесса и фумарол подмечено давно, и различные данные вулканологии широко используются в учении о рудных месторождениях [5] и др. Из отечественных минералогов, рассматривающих пневмато-гидротермальные месторождения как проявление глубинного фумарольного процесса, следует прежде всего отметить П. П. Пилипенко [87], смело использовавшего сведения об эволюции фумарольного процесса для выяснения генезиса минерализации Рудного Алтая. Как и для алтайских рудных жил, для пневмато-гидротермальных месторождений Рудных гор устанавливается определенная закономерность в появлении основных анионов во времени, принципиально мало отличающаяся от закономерной смены соответствующих эксгалаций в современных фумаролах.

Определенное сходство в эволюции магм, остывающих на глубине, и магм, изливающихся на поверхность, позволяет провести подобную аналогию. Как показано Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [88], существенных различий в химическом составе эффузивных и интрузивных пород нет. Отмечается, что дифференциация

¹ В таком понимании каждый цикл минерализации является постмагматической частью генетического цикла А. Е. Ферсмана [86], представляющего собой совокупность «минералообразовательных процессов, связанных общей причинной зависимостью и определенной хронологической последовательностью...» (стр. 40).

магм, дающих интрузивные и эффузивные породы, совершается одинаковым путем. Некоторое обогащение эффузивных пород SiO_2 , K_2O , Na_2O и обеднение окислами железа, CaO и MgO по сравнению с глубоко залегающими породами соответствующего семейства объясняется Р. О. Дэли [89] концентрацией плавящихся газов в центральном очаге, что удлиняет температурный интервал кристаллизации и делает более отчетливой гравитационную дифференциацию.

Полный цикл изменений, связанных с раскристаллизацией и охлаждением, эффузивные породы претерпевают несоизмеримо быстрее, чем интрузивные.

Это обстоятельство позволяет определить вулканологам полный цикл развития магматических производных за период одного извержения.

Можно допустить, что в жильных месторождениях обособившиеся в почти раскристаллизованной магме флюиды поступали в результате резкого падения давления (при тектонических подвижках) в виде газа. Особенно резкие перепады давления, как можно предполагать на основе признаков интенсивных тектонических подвижек, существовали в поздний этап при формировании жил в близповерхностных условиях. Частота и интенсивность тектонических подвижек, отображенные в соответствующей части (своего рода палеосейсмограмме) табл. 2, показывают, что формирование жил в поздний этап сопровождалось многочисленными землетрясениями.

Газы, вступавшие во взаимодействие с породами и с водой (и, возможно, сами по себе состоящие частично из паров воды), не вдаваясь в детализацию существующих представлений, можно рассматривать, по терминологии Р. О. Дэли [90], как магматические летучие, включающие обе основные группы: ювенильные и освобожденные газы. Отнесение В. В. Белоусовым [91] вулканических газов к газам метаморфического происхождения вызывает возражения. Можно согласиться с И. А. Островским [92], что в подобном случае меняются местами следствие и причина¹.

Согласно предположению П. Н. Кропоткина [93], «... рудные растворы отделяются не из магмы, а из интрузивной закристаллизовавшейся массы, еще не вполне остывшей (температура 100—600°) и не потерявшей летучие или жидкие компоненты» (стр. 77). Такое представление о времени отделения газов (флюидов) от гранитов, по-видимому, является наиболее перспективным.

¹ Что касается данных Чемберлена [91, табл. 56] о количестве выделяемых газов при нагревании различных пород, то они могут быть интерпретированы следующим образом. Чем меньше газов выделяет порода при нагревании, тем больше она отдала их при своей кристаллизации и охлаждении. Не случайно пневмато-гидротермальные месторождения связаны с гранитами и порфирами, а не с диабазами и базальтами.

О происхождении газовых продуктов существуют различные догадки и предположения. В этом отношении автор разделяет мнение К. И. Богдановича [5]: «Для целей учения о рудных месторождениях важно не столько объяснение происхождения тех или других газовых продуктов, выделяемых расплавленной материей, а самый факт выделения совершенно определенных веществ в известной последовательности» (стр. 29).

О последовательности отделения вулканических газов от магматического источника можно судить по эволюции фумарол. Изучение эволюции сольфатарных газов в этом отношении малопродуктивно, поскольку они представляют собой, согласно В. В. Иванову [94], вулканические газы, «профильтрованные» через подземные воды.

Современные фумаролы

Материалы о последовательности выделения газов из фумарол различных вулканов мира, изложенные в классификациях Сен-Клер-Девилля, Фуке, Саппера, Сильвестри, Лакруа, Вольфа, Георгаласа и Лиатскиаса, С. И. Набоко [95]¹ показывают, что вулканологам известна определенная последовательность фаз в эволюции фумарольного процесса.

Щелочно-хлоридная фаза. Она характеризует начало фумарольного процесса (1000—400°). Основным компонентом эксгаляций является NaCl либо NaCl и KCl; в значительно меньшем количестве выносятся хлориды железа, меди, марганца, а также фтора, HCl, SO₂, CO₂ и др. Выделению хлоридов иногда предшествует выделение перепретых паров воды. Фумаролы в эту стадию часто рассматриваются как сухие, нейтральные.

Нейтральные фумаролы иногда характеризуются иным составом эксгаляций. Некоторые фумаролы выносят значительные количества паров воды и углекислоты при отсутствии щелочей (Санторинский вулкан, извержение 1925 г.). Температура таких фумарол превышала 300°.

Хлористо-сернистая фаза. Данная фаза проявляется примерно при температуре 500—400°, 400—300°. Она характеризуется преобладанием среди выносящихся газов HCl и SO₂. Для Этны и Билюкая установлено, что в начале фазы хлористый водород преобладал над сернистым газом, в конце фазы преобладал сернистый газ. Фумаролы хлористо-сернистой фазы обычно относятся к кислым фумаролам. Наиболее важной особенностью кислых фумарол является постоянная ассоциация SO₂ с HCl или с HCl и Cl, а также закономерное уменьшение отношения количества HCl : SO₂ во времени. В отдельных кислых фумаролах отмечается небольшое количество H₂S и CO₂, что, по-видимому,

¹ См. также работы [96, 97] и др.

может служить признаком перехода к последующим фазам развития.

Для вулкана Котопаху в Южной Америке [96] намечается обособление фумарол с H_2S и SO_2 от более высокотемпературных фумарол, выделяющих HCl и Cl_2 . Правда, температура фумарол Котопаху более низкая по сравнению с соответствующим типом фумарол других вулканов ($96—160^\circ$ для фумарол с HCl).

Фтор, по-видимому, по времени выделения связан с хлористо-сернистой фазой. В одной из кислых фумарол в лавах вулкана Билюкай среди газов, нагретых до 475° , наряду с H_2O , HCl , SO_2 , CO_2 и NH_3 С. И. Набоко [95] был обнаружен фтор. Вместе с тем, ею же описаны фтористые фумаролы, имеющие температуру $100—150^\circ$.

Аммиачная фаза. В эту фазу, начинающуюся несколько выше 200° , выделения фумарол характеризуются преобладанием аммиака и хлористого аммония (нашатыря). Фумаролы, в которых проявляется аммиачная фаза, относят к группе щелочных фумарол. Помимо перечисленных газов, в щелочных фумаролах обнаруживаются карбонаты аммония, в меньшем количестве H_2S , CO_2 и реже SO_2 .

Сероводородно-углекислая фаза. Эта фаза является завершающей фазой фумарольного процесса. В эту фазу в значительном количестве выделяются сероводород и углекислый газ, иногда в небольшом количестве присутствуют сернистый газ, соединения фтора и углеводороды. Характерной особенностью сероводородно-углекислых фумарол является ассоциация H_2S с CO_2 , а также увеличение количества CO_2 и исчезновение H_2S к концу процесса. Может быть целесообразно в некоторых случаях разделять преимущественно сероводородную фазу от конечной углекислой фазы, характеризующей так называемые мофетты.

Говоря словами П. П. Пилипенко [87], «...если определяющим моментом в минералообразовании рудных месторождений является деятельность глубинных фумарол, то в таком случае, очевидно, должен существовать известный параллелизм между деятельностью фумарол, с одной стороны, и фазами образования рудных месторождений — с другой, так что изменениям деятельности фумарол должны соответствовать более или менее определенные стадии образования рудных месторождений, отличающиеся интенсивностью минералообразования, составом, распределением минералов и т. п.» (стр. 701). В целях выявления различных признаков такого параллелизма был проведен непосредственный разбор эволюции гидротерм Рудных гор с точки зрения эволюции магматических газов. Подобный разбор неизбежно затрагивает некоторые вопросы химизма рудообразования — вопросы генетической минералогии.

Попытка, хотя бы в грубых чертах, выделить из совокупности сложных взаимодействующих химических явлений «доминирую-

щую реакцию» [98], оказывающую наиболее существенное влияние на формирование гидротермальных растворов в каждую стадию, вызывает значительные затруднения.

Выделение двух, по-видимому, значительно разобщенных во времени циклов минерализации предопределяет предположение, что каждый цикл должен был пройти в своем развитии все фазы развития фумарол с той лишь разницей, что процессы минерализации раннего цикла протекали в более прогретых породах, в то время как процессы минерализации позднего цикла протекали в более охлажденных породах, чем, как предполагают, и вызваны существенные различия между ранним и поздним циклами минерализации.

Ранний цикл минерализации

В раннем цикле минерализации можно выделить почти все основные фазы фумарольного процесса.

Щелочно-хлоридная фаза. Эта фаза, характеризующаяся привнесом натрия, проявилась в отчетливой альбитизации сланцев, вызвавшей перемещение калия, образование полевошпатовых жил и другие процессы. В эту фазу происходила значительная миграция не только щелочей, но также магния, железа и особенно кремнезема. Перемещение кремнезема может быть объяснено реакцией хлористого натрия с кварцем пород, в результате которой образуется соляная кислота и растворимые силикаты натрия. Можно предположить, что ведущая реакция в этот период может быть представлена в следующем виде:

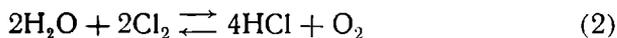


Как показали эксперименты Н. И. Хитарова [99], при температурах выше 300° при взаимодействии хлоридов с кварцем возникает резкоокислая среда (до pH = 3 при 400°). Может быть, окажется, что отмеченный процесс является причиной появления последующей кислой хлористо-сернистой фазы.

Хлористо-сернистая фаза, или галоидно-сернистая (в общем случае). Она проявилась в последующем поступлении хлора, бора, фтора¹, зафиксированных в таких минералах, как везувиан, топаз, турмалин, слюды. Позднее, но в эту же фазу, отлагались в скарнах гематит и магнетит. По мнению И. И. Танатара [100], повсеместное образование кислородных руд в высокотемпературную фазу перед образованием сернистых руд вызвано

¹ О количестве поступавшего в эту фазу фтора можно судить по цифрам, приведенным у О. Эльснера [45]. По его подсчетам, только для образования грейзена рудника Садисдорф (средний по масштабу грейзенизации) потребовалось 400 000 т фтора.

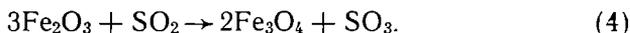
реакцией свободного хлора с парами воды. Из химии известно [101], что реакция в газовой фазе



смещена вправо лишь выше 600° ; ниже 600° реакция смещена влево. Увеличение давления, как вытекает из принципа Ле-Шателье, смещает реакцию влево. Таким образом, согласно приведенной реакции, при высоких температурах (выше 600°) при падении давления близ контакта интрузии с вмещающими породами можно ожидать увеличения кислородного потенциала, обуславливающего в дальнейшем (уже при более низкой температуре) образование гематитовых руд. Поступавшая в этот период сера, как можно предполагать, в дальнейшем могла существовать в основном лишь в виде сернистого газа:



Появления сернистого газа в раннем цикле минерализации непосредственно по минералам не установлено, однако могут быть найдены некоторые косвенные признаки, указывающие на его участие в процессах минералообразования. Так, магнетит (и мушкетовитизация гематита) образовывался позже гематита, но до сульфидов. Не останавливаясь на других существующих гипотезах образования магнетита, следует отметить, что в практике известно превращение гематита в магнетит при воздействии на гематит сернистого газа. Было отмечено [102], что между 500 и 800° при нагревании гематита с сернистым газом происходит медленная реакция

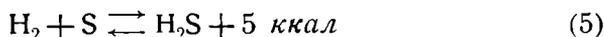


В растворах восстановление окисного железа двуокисью серы происходит при более низкой температуре, приближающейся, по данным Б. С. Батлера [103], к 350° . Появление в отмеченную фазу фосфатов (апатит), вольфраматов (вольфрамит и шеелит), молибдатов (Мо-шеелит из Циннвальда [104]) и касситерита (перенос в виде станнатов щелочей [105, 106]) является дополнительным свидетельством существования в эту фазу окислительной обстановки, вызванной, как предполагается, в основном протеканием реакции (2).

Аммиачная фаза. Эта фаза в гидротермальном процессе раннего цикла непосредственно не зафиксировалась.

Сероводородно-углекислая фаза. Данная фаза проявилась в раннем этапе при сравнительно высоких температурах, что наложило свой отпечаток на ее развитие.

В обратимой реакции



при температуре свыше 350° равновесие смещено влево [101]. Синтез сероводорода проходил при температуре около 350° . По-

явление сероводорода вслед за сернистым газом может служить косвенным доказательством поступления из магматического очага водорода. Резкое сокращение подачи значительных масс хлора и фтора приводило к прекращению образования кислорода и других окислителей. Поступавшая в эту стадию сера вначале сосуществовала с водородом и позднее восстанавливалась при снижении температуры до соответствующего уровня. Таким образом, предполагаемая эволюция сернистых соединений в начале сероводородно-углекислой фазы проходила по схеме

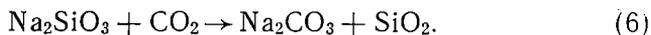


Свободная сера на границе хлористо-сернистой и сероводородно-углекислой фаз могла возникать также и по другим причинам и прежде всего в результате реакции образующегося или образовавшегося сероводорода с остаточными газовыми эманациями Cl_2 и SO_2 . При наличии свободного хлора могло происходить частичное окисление сероводорода. По данным Х. Розе [107], нагретый хлор реагирует с сероводородом, образуя HCl и серу. Образование серы при взаимодействии сероводорода с выделявшимся (в данном случае в меньшем количестве) сернистым газом общеизвестно.

Основываясь на этом, можно предположить, что магматические газы в начале сероводородно-углекислой фаз представляли собой неравновесную смесь летучих хлоридов, хлора, сернистого газа, серы, водорода и в более удаленных участках сероводорода. Постепенное увеличение роли свободной и сульфидной серы приводило к образованию сульфидов. Одними из первых среди сульфидов образовались пирротин, арсенопирит и пирит. Последовательность пирротин — пирит является определенным указателем [108] на сравнительно низкое (вначале), но впоследствии увеличивающееся отношение $S:Fe$ и на неполное (вначале) восстановление Fe^{3+} до Fe^{2+} . На наличие в этот период серы S^0 может указывать формирование пирита, не образующегося, как отмечают Линднер и Грюнер [109], в отсутствие свободной серы. Образование значительных масс пирита вслед за магнетитом и пирротинном (но до основного отложения сульфидов цинка, меди, свинца) свидетельствует, как можно предположить, о наличии растворов переходного типа, содержащих анионы галоидно-сернистой и сероводородно-углекислой фаз. Позднее в связи с затуханием подачи хлористого водорода и сернистого газа, основной роль среди поступающих продуктов принадлежала уже сероводороду и углекислоте. Образовались сульфиды цинка, меди, свинца, поздние генерации пирита и арсенопирита, марказит и ранние генерации кальцита (пластинчатый и ромбоэдрический).

Для гидротермальных жил характерно более раннее (по сравнению с фумаролами) появление значительных количеств углекислоты в растворах, что объясняется взаимодействием рас-

творов кислой фазы с вмещающими породами¹. Появление в значительном количестве CO₂ вызвало осаждение кварца, теснейшим образом ассоциировавшегося с ранними сульфидами. Процесс осаждения кварца схематично может быть отображен реакцией [108]



Появление в растворе хорошо растворимых карбонатов щелочей постепенно приводило к осаждению менее растворимых карбонатов и в первую очередь кальцита.

Поздний цикл минерализации

Минерализация позднего цикла является прекрасным примером сходства в эволюции анионного состава гидротермальных рудных жил и современных фумарол и сольфатар.

1. Можно предположить, что щелочно-галоидная фаза в позднем этапе минерализации проявилась в переводе в раствор кремнезема пород и в последующем отложении большого количества халцедоновидного кварца Q^a.

Образующаяся в результате реакции (1) HCl вызвала интенсивную переработку вмещающих пород вдоль разломов и привела к образованию оранжево-красных и бурых глин. Появление CO₂ в результате взаимодействия кислых растворов с карбонатами вызвало осаждение кремнезема в виде зернистого кварца со значительной примесью глинистых минералов. Образование халцедоновидных кварцев в определенных пределах можно генетически параллелизовать с образованием опалитов.

2. Галоидно-сернистая фаза характеризует процессы, вызвавшие появление в жилах барита и флюорита. Замечательно то, что основная масса флюорита предшествует по времени выделения выпадению барита. Как уже отмечалось, в фумаролах ряда вулканов появление основной массы HCl также предшествует выделению основной массы SO₂. Признание того, что растворы, принесшие материал для образования флюорито-баритовых жил, были сильнокислыми и содержали HF и SO₂ в участках формирования этих растворов, не означает, что барит и флюорит выпадали исключительно из кислых растворов. И барит и флюорит выпадали в результате нейтрализации кислых растворов при их взаимодействии с вмещающими породами и могли отлагаться из нейтральных и даже существенно щелочных растворов (рис. 37).

Буро-красные (железистые) и светлые глины, а также халцедоновидный кварц, образовавшиеся до отложения флюорита

¹ Возможно, что с развитием ранней сульфидной минерализации связан процесс графитизации сланцев в районе Шварценберга, а также появление графита в хлоритизированных зонах дробления (швебенде) месторождения Аннаберг [9].

и барита, отлагались, как можно предполагать, из кислых растворов. По С. И. Набоко [110], железистые глины в современных сольфатарах формируются при $\text{pH} > 5$, существенно алюминиевые глины — при $\text{pH} < 5$.

Выделение барита свидетельствует о дальнейшем окислении SO_2 до образования иона SO_4^{2-} . Последующее окисление серы

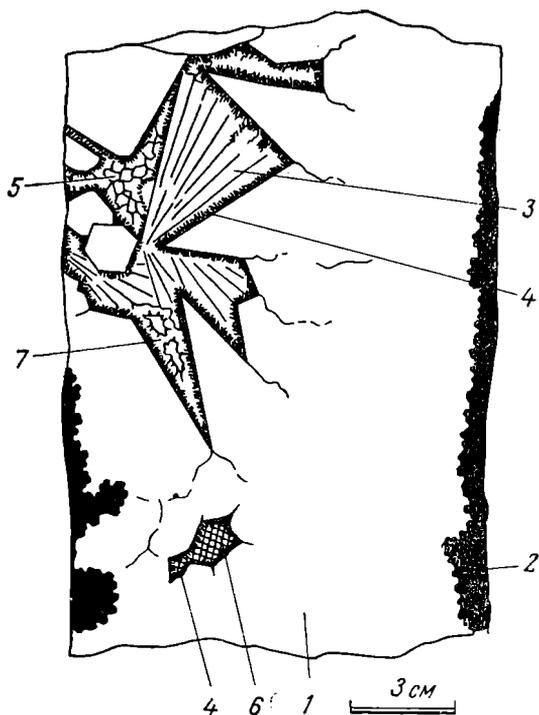


Рис. 37. Выполнение баритом пустот в агрегате скаленоэдрического кальцита:

1 — скаленоэдрический кальцит; 2 — темно-фиолетовый флюорит, вытесняющий кальцит вдоль контактов с породой; 3 — барит; 4 — гематит (спекулярит); 5 и 7 — кальцит IV; 6 — дымчатый кварц (Q^3).

можно объяснить в основном следующими двумя причинами:

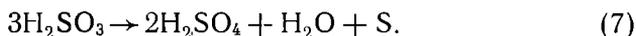
а) окислением SO_2 уже в газовой фазе либо (позже) SO_3^{2-} в водном растворе свободным хлором, фтором и рядом их производных, являющихся сильными окислителями, и

б) автоокислением сульфита до сульфата в водном растворе.

Уже сама ассоциация $\text{HF} - \text{SO}_2$ может служить указателем на окисление серы до SO_2 под воздействием фтора или хлора. В результате взаимодействия свободного фтора и хлора с водой образуются интенсивные окислители (озон и кислород), поэтому предположение об окислении ими SO_2 вполне допустимо.

Другое объяснение основано на хорошо изученном в химии явлении автоокисления сернистой кислоты и ее солей [107]. При взаимодействии сернистого газа с водой образуется малоустойчивая сернистая кислота.

Сернистая кислота в результате автоокисления дает ион SO_4^{2-} и S^0 :



Реакция автоокисления идет очень медленно (в течение двух дней при температуре 150°), но она ускоряется при повышении температуры. Огромную автокаталитическую роль в отмеченном процессе играет образующаяся при реакции сера. Образующаяся серная кислота оказывает тормозящее действие на ход реакции.

В природе следует ожидать проявления двух факторов, ускоряющих автоокисление сульфитных растворов. Одним из них является процесс связывания образовавшейся кислоты в результате взаимодействия растворов с вмещающими породами или ранее образованными жильными карбонатами и в результате образования барита. Другой фактор — возможное поступление небольших количеств сероводорода, реагирующего с серной кислотой, в результате чего образуются каталитически активные соединения S^0 , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ и др.

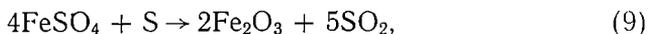
Небольшая скорость автоокисления сульфитов может служить объяснением длительности совместного переноса солей бария и соединений серы, а также медленной кристаллизации барита.

Окисление сульфита до сульфата создает в щелочной среде исключительно сильную восстановительную обстановку. Этим может быть отчасти объяснена тесная парагенетическая связь карбонатов закисного железа (анкерита и сидерита) с баритом.

В отдельных участках мощных баритовых жил барит теснейшим образом ассоциируется с дисперсным гематитом и окрашен гематитом в красно-бурый цвет. Имеется следующее предположение о генезисе барито-гематитовых жил. Мощные баритовые жилы образовались в разломах, которые являлись, по существу, рудоподводящими каналами. Вследствие этого они были максимально насыщены сернистым газом, что приводило в итоге к образованию бисульфитов. Автоокисление бисульфита при 150° происходит следующим образом:



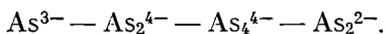
При наличии серы процессы восстановления окисного железа окисляющимся сульфитом конкурировали с процессами окисления закисного железа [102]:



в результате чего выпадал вместо сидерита и других карбонатов железа гематит.

3. Проявления аммиачной фазы в гидротермальном процессе позднего этапа также не обнаружено. Ее место во времени в гидротермах занимает мышьяковая фаза, отсутствующая в фумаролах современных вулканов. Подобное совмещение во времени двух различных фаз не случайно.

Рассмотрим часто проявлявшуюся последовательность образования арсенидов никеля, кобальта и железа: никелин — раммельсбергит — скуттерудит — саффлорит — лёллингит. По данным Н. В. Белова [111], в никелине мышьяк находится в форме As^{3-} , в раммельсбергите — As_2^{4-} , в скуттерудите — As_4^{4-} и в саффлорите и лёллингите — в форме As_2^{2-} . Таким образом, установленный порядок отложения арсенидов указывает на последовательное окисление мышьяка:



Мышьяк привносился в раствор в максимально восстановленной форме, поэтому вполне естественно предположение, что его вынос происходил в форме арсина AsH_3 .

Термический распад арсина начинается при температуре 230° ; распад становится заметным около 300° ; точка плавления висмута кристаллизующегося вместе с арсенидами, 271° . Приведенные цифры показывают, что температурные условия для существования арсина в гидротермах имелись.

Таким образом, можно предполагать, что фазе поступления аммиака (NH_3) в современных фумаролах в варисских гидротермах Рудных гор соответствовала фаза поступления арсина (AsH_3), водородного соединения элемента из той же группы периодической системы ¹.

Установление сходства между арсином и аммиаком имеет существенное значение для дальнейшего изучения гидротермального процесса, так как допускается возможность участия в переносе металлов аммиака и его производных (NH_4^+) до основного поступления сероводорода, но позже основного сброса SO_2 . С другой стороны, появляется дополнительное доказательство ² в пользу магматогенного происхождения значительной части аммиака в фумаролах современных вулканов.

Установленная аналогия позволяет также внести некоторые уточнения в представления о составе предыдущей фазы. Можно предположить, что, подобно закономерной смене во времени

¹ Мышьяковая фаза гидротермального процесса в какой-то мере проявилась и в ранний этап. Любопытно, что отложение арсенопирита и лёллингита происходило в раннем этапе вслед за образованием магнетита (возможная роль SO_2), но до образования сфалерита и галенита (H_2S). В связи с высокими температурами процесса существование арсина в раннем этапе сомнительно, но мышьяк в этот период находился в достаточно восстановленной форме и, по-видимому, выделялся совместно с водородом.

² Как убедительно показал А. П. Виноградов [112], аммиак и его производные в поствулканических эксгаляциях имеют магматогенное (ювенильное) происхождение.

$\text{SO}_2 - \text{H}_2\text{S}$, аммиак и арсин также закономерно сменяют во времени окислы азота и мышьяка, в связи с чем среди газов галоидно-сернистой фазы можно ожидать появления NO_2 и As_2O_3 и соответственно в гидротермах — азотной, мышьяковистой и мышьяковой кислот.

Самородные металлы теснейшим образом ассоциируются с арсенидами, и не лишено основания предположение, что основным восстановителем серебра и висмута служил арсин¹. Реакции арсина с сульфатами, арсенитами и арсенатами привели к появлению ионов мышьяка As^- и As^0 , послуживших материалом для образования скуттерудита. Взаимодействием арсина с кислотами можно объяснить ряд отклонений от нормальной последовательности образования арсенидов и, в частности, нередко наблюдаемую обратную схему скуттерудит — никелин².

В щелочных аммиачных фумаролах часто устанавливается присутствие сероводорода. Небольшое количество сероводорода, по-видимому, присутствовало и в газах мышьяковой фазы. Химические анализы природных высших арсенидов никеля, кобальта и железа показывают на присутствие в последних сульфидной серы. Так, из 195 анализов высших арсенидов, приведенных у Р. Холмса [68], присутствие серы, содержание которой колеблется от долей процента до нескольких процентов, фиксируется в 175 случаях.

Основываясь на работах Ч. Пальмера [113], можно предполагать, что сера в арсенидах связана в форме сульфоарсенида, однако неясно, образовался ли последний одновременно с арсенидом или, как обычно, после арсенидов в результате воздействия на арсениды растворов сероводородно-углекислой фазы.

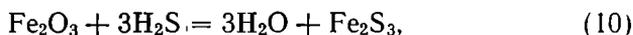
4. Сероводородно-углекислая фаза ознаменовалась вначале интенсивным окислением закисного железа и образованием гематита, а также интенсивным кварцевым метасоматозом карбонатов и других жильных минералов. Химизм процесса окисления даже в самой общей форме не удается однозначно расшифровать, так как поступавшие растворы сероводородно-углекислой фазы в результате взаимодействия с ранее образованным комплексом минералов имели крайне сложный состав. В общей форме можно предположить, что выделявшаяся в результате взаимодействия поступающих кислых растворов с карбонатами углекислота непосредственно в участках выделения являлась основным агентом окисления закисного железа. (Как отмечает

¹ Серебро могло быть также восстановлено и окисляющимся сульфитом, чем может быть объяснена в ряде мест ассоциация барит — самородное серебро III (проволочное). Самородное серебро I метасоматически развивается в красно-буром барите. При этом вокруг кристаллов серебра наблюдаются ореолы осветления барита, что свидетельствует об ином процессе восстановления серебра.

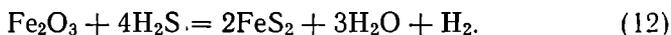
² Скуттерудит мог возникать до никелина и по другой причине — в связи с высоким парциальным давлением мышьяка [68].

А. Г. Бетехтин [108], углекислота в момент выделения является сильным окислителем.) Конкурирующего действия восстановителей в этот период практически не было, так как арсин был уже израсходован на образование арсенидов, а сероводород только начинал поступать. В сильнощелочной обстановке конца мышьяковой (аммиачной) фазы сероводород, по-видимому, переходил в такие соединения, как NaHS и, может быть, даже Na_2S . Оба отмеченных соединения могли вызывать окисление закисного железа и образование спекулярита [109]. Существует также явная, но не совсем понятная связь между окислением железа карбонатов и образованием кварца Q^S . Хотя часто участки образования кварца и спекулярита разобщены в пространстве, генетическая и временная их связь не вызывает сомнений.

В результате продолжительного поступления сероводорода гематит замещался пиритом либо халькопиритом. Халькопирит образовывался позже пирита. Как показано Т. Пирсоном [102], при температуре ниже 100° реакция взаимодействия сероводорода и гематита протекает в следующие две стадии:



При температуре выше 100° отмеченные реакции протекают все более в направлении образования дисульфида до тех пор, пока при температуре 300° будет происходить лишь реакция



Приведенные данные объясняют лишь отчасти более позднее выделение халькопирита, чем пирита. Железо в халькопирите находится в окисной форме [114], и формула халькопирита $2\text{CuFeS}_2 = \text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Fe}_2\text{S}_3$ показывает, что для его образования требуется сульфид окисного железа, устойчивый при сравнительно низких значениях температур¹.

Выпадение последующих минералов сульфоарсенидов, сульфидов цинка, свинца, никеля и серебра, сульфосолей и кальцита также свидетельствует о широком участии сероводорода и углекислоты в последней стадии минералообразования.

В гидротермах источником углекислоты служила не только магма. Развитие процесса минералообразования в породах, богатых карбонатным материалом, и в ранее образованных карбонатных жилах привело к регенерации углекислоты в начальные стадии развития гидротерм позднего этапа. Углекислота активно участвовала в минералообразовании на протяжении всех стадий

¹ По данным В. Родта [115], распад Fe_2S_3 на FeS_2 и FeS при $t = 60^\circ$ происходит в течение нескольких часов. Щелочность среды, в частности наличие CaCO_3 и MgCO_3 , препятствует распаду Fe_2S_3 . По-видимому, карбонатная и кремнекислая щелочная среда весьма благоприятна для образования халькопирита.

минерализации и в целом присутствовала во всех «фумарольных» фазах гидротерм, что является существенным отличием эволюции анионного состава гидротерм от фумарол.

Другим существенным и очень важным отличием является регенерация анионов в связи с разрушением поступающими растворами ранее отложенных минералов и прежде всего жильных минералов. В конечные стадии процесса регенерация анионов приобретает столь существенные размеры, что без учета этого явления в ряде случаев трудно провести вообще какую-либо аналогию между фумаролами и гидротермами.

ФОРМИРОВАНИЕ КАТИОННОГО СОСТАВА СОЛЬФАТАР И ГИДРОТЕРМ

Изучение поствулканических явлений и термальных ключей Камчатки позволило С. И. Набоко [116] сделать вывод, «что наблюдаемые ныне гидротермы даже в районах проявления современного вулканизма формировались за счет метеорных вод глубокой циркуляции и поверхностных вод, нагретых вулканическим теплом и только частично обогащенных вулканическими эманациями. Большая часть минерального состава вод (в частности, почти все катионы, как породообразующие, так и редкие) заимствована из пород, в которых формировались воды» (стр. 207).

На основе изучения гидротерм вулкана Эбеко В. В. Иванов [117] пришел к сходному выводу, показав, что «анионный состав этих терм определяется составом вулканических газов, катионный состав (в основных чертах) — взаимодействием образующихся кислых растворов с горными породами» (стр. 75).

Исследователем горячих источников Марианских Лазней (Чехословакия) Б. Вингером [118] также были высказаны сходные соображения. По его представлению, поднимающаяся по трещинам смесь газов SO_2 и HCl образовала в более холодных частях породы с конденсированным водяным паром и атмосферной водой сильно агрессивный кислый раствор, воздействующий на силикаты натрия, калия, кальция и др. и насыщающийся их компонентами. Количество выносимых таким путем катионов весьма значительно. Так, только три источника Марианских Лазней транспортируют в год 124,3 т $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$, 45,6 т NaCl , 49,6 т NaHCO_3 ¹.

Сходные гипотезы выщелачивания катионов горячими растворами высказываются и в применении к рудным месторождениям. В этом отношении исключительный интерес представляет работа В. Л. Барсукова [120] по геохимии олова; интересны представления К. Ранкамы и Т. Сахамы [121] об источниках бария в флюо-

¹ Источники Карловых Вар выносят в год приблизительно 5886 т различных солей [119].

рито-баритовых жилах, представления А. В. Гуляевой [122] о генезисе кварца в флюоритовых и флюорито-баритовых жилах и т. д. Катионный состав всех рудных (жилных) месторождений формируется, как подчеркивает С. И. Набоко¹, не из эксгалляций магм, а из пород.

Рассмотрим, в какой мере эволюция гидротермальной минерализации в рудных жилах подтверждает возможность поступления в раствор катионов из вмещающих пород.

Специального анализа парагенетической схемы раннего этапа в связи с исключительной неполнотой представлений автора в этой области не производилось. Можно ограничиться лишь общими соображениями. С изложенных позиций основным источником металлов в жилах раннего этапа следовало бы рассматривать непосредственно сам гранит, так как наиболее активное взаимодействие как ранних кислых, так и более поздних, образующихся в результате их изменения щелочных растворов, по видимому, происходило в участках консолидированной, но еще не остывшей магмы.

Спектроскопические и химические исследования различных магматических пород и отдельных порообразующих минералов показывают на значительное количество содержащихся в них металлов, в той или иной форме захваченных ими из магмы при своей кристаллизации (включая и образование аксессуариев). Естественно предположение, что во многих случаях в связи с задержкой отделения флюидов от магмы в условиях далеко зашедшей кристаллизации флюиды были обеднены металлами. В процессе перемещения к участкам пониженного давления в результате химического взаимодействия с уже раскристаллизованными породами флюиды (позднее газы и растворы) насыщались элементами тех пород, через которые они проходили. В этой связи исключительно большое значение приобретают данные А. П. Виноградова [123] о распределении элементов в различных изверженных породах.

Определенным подтверждением правильности таких предположений могут служить данные Оттемана [124], показавшего, что существует прямая зависимость между концентрацией элемента в гранитах и концентрацией того же элемента в жилах, генетически связанных с гранитами. С гранитами Гарца, обогащенными свинцом и цинком, связаны преимущественно месторождения полиметаллов, с оловоносными гранитами Рудных гор — оловорудные жилы (табл. 6).

О. Эльснер [45], указывая, что западная часть Рудных гор более богата молибденитом, чем восточная, отмечает, ссылаясь на данные Лейтвейна, что пласты силура, пересеченные западными частями рудногорского гранита, особенно богаты молибденом. Весьма возможно, что в данном случае источником молибдена

¹ Устное сообщение. Докл. в АН СССР, 9. III 1955 г.

для растворов, отложивших молибденит в пневматолитовых жилах, служил не гранит, а метаморфизованные осадки силура. Возможность ассимиляционного обогащения в этом случае маловероятна, так как следует допустить в таком случае и ассимиляционное обогащение интрузий оловом. Признаки ассимиляции сланцев оловоносными гранитами известны в районах пневматолитовых месторождений [51], однако имеющиеся наблюдения пока не подтверждают заимствование гранитами олова из осадочных пород. В. С. Коптев-Дворников [125] высказывается против ассимиляционного обогащения оловом интрузий, приводя данные Гольдшмидта, подсчитавшего кларк олова для пород оловорудной формации Рудных гор, где содержание олова в глинах и сланцах составляет 0,005%, в то время как в гранитах — 0,01%.

Таблица 6

Содержание металлов (г/т) в гранитах [124]

Место взятия гранита	Олово		Свинец	Цинк	Таллий
	тяжелая фракция	общее количество			
Эйбеншток	15	90	2,0	8,0	1,0
Шеллерхау	6	67	7,7	29,0	1,0
Эппрохштейн	0,0	50	5,0	5,0	2,0
Брокен	0,2	25	12,0	34,0	2,1

В поздних стадиях минерализации (второй этап) наиболее ярким моментом является эволюция карбонатов. В кварцево-карбонатно-настурановую стадию отлагался, как уже отмечалось, кальцит. В флюорито-баритовой стадии происходила доломитизация кальцита и позднее образовывался сидерит. В околосильных породах аналогичных флюорито-баритовых жил Забайкалья обычно первым разрушается Са-плагноклаз¹, позднее разрушаются К-полевой шпат и магнезиально-железистые силикаты [122].

В рудных жилах месторождений Рудных гор последовательность появления катионов кальция — магний, железо совпадает с изложенной последовательностью разрушения породообразующих минералов.

Подобная последовательность жильных карбонатов известна и на других месторождениях [126]. Более раннее выпадение карбонатов магния по сравнению с карбонатами железа можно объяснить окислением железа в начале галогидно-сернистой фазы.

¹ Источником кальция в Рудных горах могли служить также залежи кристаллических известняков, встречающихся как в сланцах, так и в гнейсах [4].

Аналогичная смена карбонатов наблюдается и на гидротермально-метасоматических железорудных месторождениях, где, по данным П. Н. Кобзарь [127], при замещении известняка отложение минералов происходило в следующем порядке: доломит — анкерит — пистомезит — сидероплезит. По степени подвижности основные компоненты располагаются в таком порядке: CO_2 — CaO — MgO — FeO — MnO (аналогично эмпирическому ряду подвижности, установленному Д. С. Коржинским). В связи с этим автор [127] полагает, что подобную последовательность следует считать нормальной для прогрессивного карбонатного метасоматоза.

Если рассматривать карбонатно-настурановую формацию как эквивалент установленной Эльснером роговиково-баритовой формации с настураном I [16, 34], то возможна и иная трактовка отмеченной последовательности отложения карбонатов.

Как было экспериментально показано В. Б. Шмидтом [119], при разрушении различных пород и алюмосиликатов сернистой кислотой может быть установлен приблизительно следующий ряд растворимости: MgO , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , Al_2O_3 , K_2O , SiO_2 . Если исключить влияние карбонатных пород и предположить, что минералы карбонатно-настурановых жил выпадали из сернисто-кислых растворов, то мы получим соответствующий ряд, но в обратном порядке: кварц (SiO_2), ортоклаз, альбит и минералы группы каолинита (SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , Na_2O), кальцит (CaO), гематит (Fe_2O_3), доломит (MgO).

Другой любопытной особенностью в последовательности выпадения катионов является появление никеля и кобальта практически одновременно с появлением магния и железа так же, как приуроченность появления всей отмеченной группы катионов к моменту интенсивного проявления флюорито-баритовой минерализации.

Естественно предположение, что растворы галоидно-сернистой фазы на своем пути разрушали магнезиально-железистые силикаты диабазов, амфиболитов и самих гранитов (биотит). При разрушении силикатов в раствор переходили не только основные компоненты и, в частности, магний и железо, но также изоморфные примеси — никель и кобальт.

Процессы последующей миграции¹ в мышьяковую (аммиачную) фазу могли привести к частичной пространственной разобщенности никель-кобальтовых минералов от барита и в редких случаях от магний-железистых карбонатов (находки арсенидов в кальците).

¹ По мнению К. Кейля [47], никель, кобальт и железо переносились в виде комплексов с мышьяком, находящимся в различной валентности, а серебро — в виде карбонатных соединений. Об устойчивости бикарбонатов серебра, а также никеля, кобальта и железа при низких температурах см. в работе [128]. В последнее время О. Эльснер [16] развивает представление об отложении арсенидов никеля, кобальта, железа из гелей сложного состава.

Предполагается, что гидротермальные месторождения барита Германии (включая Рудные горы) образовались при участии ювенильных растворов, обогащенных барием в результате извлечения его из пермских среднекислых изверженных пород и из более поздних осадков [63]¹.

Источником катионов при прохождении растворов по трещинам вторичного приоткрывания ранее образованных рудных жил служили также разрушаемые раствором рудные и жильные минералы.

Возможно, что поздние сульфиды свинца, цинка, меди, выделившиеся вслед за арсенидами, были образованы в результате взаимодействия извлеченных из минералов колчеданно-свинцово-медной формации металлов и магматогенного сероводорода. Во всяком случае, подобное предположение было высказано Бауманом [16], по мнению которого галенит в жилах флюорито-баритовой формации Фрейберга появился вследствие взаимодействия растворов с минералами колчеданно-свинцово-медной формации.

В связи с тем, что катионный состав гидротерм формируется главным образом путем выщелачивания, приобретает большое значение характер выщелачивающих растворов.

Естественно предположение, что выщелачивание и соответствующая транспортировка выщелоченного материала протекали во время наиболее активного воздействия растворов на породу, т. е. в основном в хлористо-сернистую фазу. В связи с этим перенос металлов осуществлялся в зависимости от температуры и других условий в форме галоидов, сульфатов, нитратов, арсенитов и арсенатов и практически при отсутствии сульфидной серы.

Отмеченные растворы обогащались углекислотой в процессе взаимодействия их с осадочными породами и постепенно нейтрализовались.

Образовавшиеся в результате такого взаимодействия жильные карбонаты оказывали интенсивное нейтрализующее действие на последующие порции растворов. Поступление сероводорода вызывало постепенное осаждение сульфидов. Появление в результате прогрессирующей нейтрализации кислых растворов щелочной обстановки и смешение сернокислых и сероводородных растворов вызывали образование ионов серы в различной степени валентности, образование тиосульфатов и т. д., что накладывало свой отпечаток на разнообразие осаждающихся сульфидов, особенно в поздний этап минерализации, когда действие температуры не лимитировало существование целого ряда сложных соединений.

¹ Ф. В. Чухров [129] также считает, что барий в гидротермальных растворах появляется в результате выщелачивания его из калиевых минералов магматических пород. По его мнению, «...первичный барий не доходит до остаточной кристаллизации в существенных количествах» (стр. 540).

В ранний этап процессы окисления проходили, по-видимому, в газовой фазе. Образующиеся позднее (выше) кислые растворы в основном уже были лишены окислителей и, воздействуя на породы, вызывали интенсивное разрушение минералов без существенного окисления составляющих их компонентов.

В поздний этап окисление, как предполагается, чаще всего происходило в растворах, так как процесс протекал при более низкой температуре. Этим можно удовлетворительно объяснить появление соединений U^{6+} , а также Ni^{3+} и Co^{3+} , интенсивную гематизацию при разложении пород и т. д. В связи с этим, по катионному составу растворы позднего этапа во многом отличались от растворов раннего этапа.

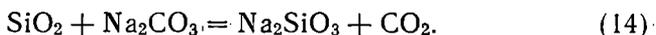
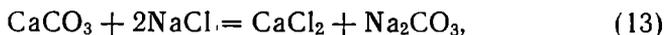
Естественно предположение, что участки выщелачивания (например, в зонах грейзенизации или каолинизации), где наблюдался вынос многих металлов, были пространственно разобщены от участков отложения минералов, где происходил привнос металлов в жилы и боковые породы. Поскольку зоны выщелачивания и зоны привноса металлов со временем меняли свое пространственное положение, зона выщелачивания ранней стадии в принципе должна находиться выше зоны выщелачивания поздней стадии. Иными словами, в первую стадию выщелачивания извлекался в основном материал верхней зоны гранитов (олово, вольфрам, бериллий), в более поздние стадии — в основном материал более глубоких, основных пород (никель, кобальт, цинк, свинец), а также материал из ранее переработанных пород. Большое значение имел также состав раствора. Уран, по-видимому, выносился из промежуточных зон (медь, цинк, свинец, уран) в поздние стадии.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ КВАРЦЕВО-КАРБОНАТНО-НАСТУРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

При обсуждении вопроса о циклах минерализации была поставлена дилемма, включающая в основном вопрос о характере связи кварцево-карбонатно-настурановой минерализации с предыдущими и последующими стадиями процесса.

Проведенное сравнение эволюции анионного состава гидро-терм с эволюцией фумарольных газов соответствовало второй, наиболее обоснованной геологически альтернативе, допускающей существенный разрыв во времени между циклами. С этой точки зрения кварцево-карбонатно-настурановая минерализация может быть рассмотрена либо как единственный продукт начальной стадии позднего цикла, либо как одна из фациальных разновидностей продуктов начальных стадий. Так или иначе, с изложенных позиций в обоих случаях следует провести параллель между урановой минерализацией и щелочно-хлоридной фазой фумарольного процесса.

Можно представить, что растворы ранней щелочно-хлоридной фазы позднего цикла минерализации, проходя по разломам (и по более глубоко залегающим, подводящим раствор к разломам трещинам), реагировали, в первую очередь, с карбонатами осадочно-метаморфических пород. В результате реакций с карбонатами хлориды вызывали появление в растворе хлористого кальция, карбонатов щелочей и углекислого газа. По мере продвижения таких растворов по разломам и прилегающим к этим разломам (в их верхних частях) трещинам происходило насыщение их кремнеземом. Наиболее вероятным путем образования кремнекислых растворов, насыщенных углекислотой, А. И. Захарченко [130] считает следующие реакции:



Появляющийся CaCl_2 так же, как и NaCl , взаимодействуя с кварцем, может вызывать, как было показано Н. И. Хитаровым [99], образование HCl . Таким образом, появление щелочных или кислых растворов будет во многом зависеть от количественного соотношения в породах (участков выщелачивания) между кварцем и карбонатом. Не случайно, по-видимому, в гнейсах Фрейберга кварцево-карбонатные жилы меняют свой состав и становятся существенно баритовыми (жилы железо-баритовой формации [16]).

Совместно с NaCl поступали первые порции HCl , HF и SO_2 . Появление флюорита непосредственно перед отложением настурана показывает на возможность окисления урана гранитов (или иных пород) гипогенными окислителями Cl_2 и F_2 . Особенно ярко пространственная связь между настураном и флюоритом наблюдается в рудных жилах Яхимова [13], где флюорит и настуран были приурочены к одной рудной зоне, хотя в одной и той же жиле они часто были разобщены и являлись своего рода «антагонистами». Как предположил Л. де-Лонэ [75], настуран в рудных жилах Яхимова образовался в результате привноса урана хлоро-фтористыми фумаролами, генетически связанными с гранулитами. Условия, при которых отлагался настуран, были близки к условиям образования соединений олова, висмута, вольфрама и циркония. «Таким образом,—отмечается далее,—должны были образоваться первоначальные урановые жилы с жильной кварцевой породой вместе с некоторыми связанными сернистыми соединениями, которые должны были впоследствии претерпеть вторичное передвижение, более новое, с концентрацией урана (и почти в одно время серебра и кобальта) в жиле кальцита и доломита, получившей материал из окружающих ее известковых сланцев» (стр. 453—454). В. И. Вернадский [131] также считал, что образование настурана в карбонатных жилах

Яхимова связало с появлением в жилах хлористых и фтористых соединений урана¹.

Представление Л. де-Лонэ о том, что настуран карбонатных жил (настуран I) является регенерированным минералом, не подтвердилось. В результате изучения каменного материала не подтвердилось и недавно высказанное О. Эльснером [16] предположение о том, что карбонатно-настурановые жилы были первоначально баритовыми. Только с учетом длительности развития минерализации в пространстве можно было бы предположить, что в какой-то мере одновременно отлагались первые порции барита в разломах и последние порции кальцита в апофизах. Основная масса барита отлагалась вслед за ромбоздрическими карбонатами, которые образовались гораздо позже скаленоздрического кальцита I, ассоциирующегося с настураном.

Таким образом, наиболее вероятным кажется предположение о том, что кальцит, отлагавшийся до настурана или совместно с ним, образовался в результате выщелачивания карбонатных пород урансодержащими растворами, обогащенными соединениями или анионами хлора и фтора, и последующего отложения из существенно щелочных растворов.

Появление флюорита и гематита в начале рудной стадии не только задолго до отложения настурана, но и непосредственно перед отложением настурана может указывать, что растворы прошли при своей эволюции резко окислительную фазу. Вместе с тем растворы уже в начальные фазы своего существования были в целом щелочными при взаимодействии с карбонатсодержащими породами и кислыми при взаимодействии с силикатными породами, не подвергнутыми некоторому специфическому изменению в предыдущие стадии.

Изменение состава и pH раствора в результате взаимодействия растворов с вмещающими породами неизбежно должно было отразиться и на изменении «форм переноса» металлов. Трудно предположить, чтобы «форма переноса» не зависела от окружающей обстановки, не приспособлялась к изменяющимся условиям. Вполне естественно, что существуют и такие изменения, которые приводят к полному или частичному исчезновению «форм переноса», к полному или частичному осаждению соответствующего минерала.

¹ Как отметил Шербина [132], перенос урана в форме галоидных соединений (UCl_4 , UF_4) имел небольшое значение в связи с особенностями гидролиза этих соединений. Бетехтин [27] считает, однако, что миграция урана в форме UCl_4 и UF_4 была более продолжительной вплоть до зон насыщения гипергенным кислородом. Его взгляды встретили обоснованные возражения [133]. Представления о переносе урана в виде UF_4 развивались также Грином и Керром [134] для месторождения Мэрисвейл. Предполагалось, что в результате соприкосновения UF_4 (формы поступления в жильную систему) с водой происходил гидролиз, приводивший к отложению UO_2 и образованию HF, пошедшей на формирование флюорита при взаимодействии с боковыми породами.

Процесс осаждения, процесс образования минерала, не является мгновенным, поэтому оба процесса, процесс переноса и процесс осаждения, несмотря на свою противоположность [135], в период формирования минерала сосуществуют друг с другом.

Как предполагалось выше, ведущей реакцией в эту стадию является реакция (1), экспериментально подтвержденная Н. И. Хитаровым. Согласно изложенным представлениям, в результате взаимодействия растворов хлористого натрия с кварцем в растворе образуются Na_2SiO_3 и HCl . Хлористоводородная кислота летуча. В результате в месторождениях средних и небольших глубин, где возможны существенные перепады давления, приводящие к вскипанию, в результате газо-гравитационной дифференциации растворов на глубине произойдет накопление менее подвижных силикатов щелочей, создающих в результате гидролиза сильнощелочную обстановку, в то время как в более верхних частях будут циркулировать воды, периодически обогащаемые HCl и HF , создающими сильноокислую обстановку. При допущении таких условий можно говорить не только об эволюции «форм переноса» металлов во времени, но и о сосуществовании различных форм переноса в различных зонах месторождения.

Источниками урана для гидротермальных месторождений Рудных гор могли быть как изверженные, так и осадочные породы. Имеются некоторые данные, показывающие, что наиболее вероятным источником урана были, по-видимому, кислые граниты в участках их интенсивной переработки. Так, М. Краус [13] подчеркивает резко повышенную радиоактивность кислых гранитов и рассматривает кислые граниты как источник урана и радия для радиоактивных целебных вод Яхимова.

Как отмечает Х. Хамберланд [136], ссылаясь на данные Штарка, наибольшее распространение радиоактивных дворинок в гранитах Рудных гор наблюдается в наиболее кислых разновидностях, обогащенных SiO_2 . В основных и в излившихся породах (кислые кварцевые порфиры) заметно отсутствие или уменьшение радиоактивных дворинок. Факт обогащения европием настурана из Яхимова [136] может указывать, что растворы прошли сквозь участки более основных пород (типа гранодиорита или диорита).

По мнению М. В. Бесовой¹, источником урана в Рудных горах могли служить углистые сланцы силура.

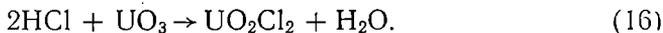
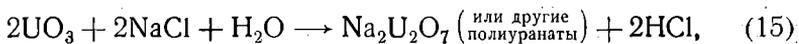
Формы нахождения урана в гранитах различны [137]. Следует, по-видимому, целиком поддержать мнение Дж. И. Нейберга [137] о том, что четырехвалентный уран является первичным, шестивалентный уран — вторичным. Это также согласуется с представлениями [138] о восстановительной обстановке, существующей в магме.

¹ Личное сообщение.

Если допустить, что уран в основной своей массе поступал в результате разрушения урансодержащих силикатов и окислов (акцессорных минералов рудногорских гранитов), то наиболее существенная роль в отношении выщелачивания, как можно думать [139], принадлежала щелочным окисляющим растворам. Так называемая «свободная» форма, иногда охватывающая до 90% общего количества урана, легко выносятся из пород слабо-кислым раствором и углекислым аммонием [140], однако она вряд ли является первичной формой и скорее свидетельствует о наличии неиспользованных для переноса продуктов (возможно, уранаты или полиуранаты) первой стадии выщелачивания.

Минеральный состав рудных жил (наличие дорудного гематита и флюорита) свидетельствует об окислительной обстановке в растворах, несущих уран. Естественно, что при извлечении из пород уран были предварительно окислен.

Трехокись урана растворяется не только в кислотах, но и в растворах, содержащих NaCl [141]:



Образование уранил-хлорида могло протекать тем интенсивней, чем выше была кислотность растворов. Разрушенные окварцованные и каолинизированные граниты, а также аргиллизированные участки метаморфических пород, по-видимому, способны не только сохранять кислотность растворов, но и, подобно глинистым сланцам [142], регенерировать кислотность растворов путем адсорбции щелочей. В таких участках ранней фазе эволюции «форм переноса» урана будут соответствовать образованию UO_2Cl_2 , UO_2F_2 , а также различных комплексов типа NaUO_2F_3 , $\text{K}_3\text{UO}_2\text{F}_5$, $\text{Na}_2\text{UO}_2\text{Cl}_4$ и т. д.

В щелочной обстановке, вызванной газо-гравитационной дифференциацией растворов, остатки освобожденного из силикатов и окисленного урана, не захваченные кислотной фракцией, могут находиться либо в виде полиуранитов, либо в виде безводной трехокиси (при температуре выше 300° [143]).

Увлекаемый кислой (а позднее карбонатной) фракцией уран мог переноситься на значительные расстояния. Кислые растворы, реагируя с карбонатами, вызывали появление в нейтрализующихся растворах CaCl_2 , CO_2 , HCO_3^- . В участках взаимодействия с карбонатами уран мигрировал уже в форме карбонатных комплексов. Появление CO_2 в растворе могло привести к осаждению кварца:



С другой стороны, образование легко растворимых карбонатов приводило к медленному осаждению CaCO_3 . Значительная вели-

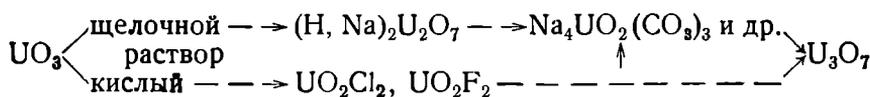
чина скаленоэдрических кристаллов кальцита свидетельствует о медленной кристаллизации, что в свою очередь является косвенным указанием на относительно низкое содержание CaCO_3 в растворе.

Настуран в карбонатных жилах отлагался, по-видимому, в основном при падении давления уголекислоты [144]. В тех случаях, когда уменьшение количества уголекислоты, растворенной в воде, было вызвано реакцией растворов с вмещающими породами, совместно с настураном выпадал и кальцит. В более редких случаях, когда основным нейтрализатором был жильный кальцит, последний метасоматически вытеснялся растущими сферолитами настурана.

Суммируя изложенные представления в отношении эволюции «форм переноса» урана, следует подчеркнуть, что какая-то часть урана, по крайней мере в период (или в участках) щелочного метасоматоза, существовала в форме относительно трудно растворимых уранатов, из которых при восстановлении мог уже отложиться уранинит. В относительно близповерхностных условиях уранаты могли являться лишь переходной формой переноса, кратковременно возникающей в отдельных участках гидротермальной переработки пород. Основной формой переноса вначале являлись хлористый и фтористый уранил, а позднее карбонатные комплексы урана.

При регенерации настурана уран, по-видимому, частично переносился в форме сульфата уранила, но карбонатная форма и в этом случае имела преобладающее значение.

В грубых чертах эволюция форм переноса может быть отображена в виде следующей схемы:



Представления автора о существенной роли карбонатных соединений уранила в переносе урана на месторождениях Рудных гор согласуются с мнением многих исследователей. Согласно современным представлениям, осаждение урана в виде окислов происходит в результате восстановления шестивалентного урана [132, 145, 146, 144, 147]¹. В кварцево-карбонатно-настурановую стадию такими восстановителями могли быть Fe^{2+} содержащие

¹ Автор данной книги не разделяет представлений о переносе урана в виде соединений его четырехвалентных ионов [27, 148, 147]. Кратковременное существование соединений U^{4+} типа $\text{Na}_4[\text{U}^{4+}\text{F}_2(\text{CO}_3)_3]$ перед отложением настурана [148] не противоречит гипотезе о переносе урана в виде солей уранила так же, как существование ионов U^{4+} в растворе перед отложением отнюдь не показатель того, что уран переносился в четырехвалентной форме [47]. Дискуссия по затронутым вопросам требует специального освещения.

жильные и породообразующие минералы, углистое вещество, ионы серы разрушающихся сульфидов и др.

Восстановление U^{6+} до U^{4+} ($5^{+?}$) различными восстановителями протекало, судя по наличию кальцита в жилах, в щелочной обстановке. В небольших месторождениях в граните (в кварцевых и кварцево-флюоритовых жилах, не содержащих карбонат) в присутствии фтора отложение могло происходить и в кислой среде в связи с образованием комплексов FeF_6^{3-} и UF_5^- , изменяющих окислительно-восстановительные потенциалы UO_2^{2+}/U^{4+} и Fe^{3+}/Fe^{2+} в противоположные стороны [149].

Подобная минерализация известна, например, в Баварии на месторождении Вёльсендорф, расположенном среди гранитов и порфириров. Основным минералом здесь является флюорит, который почти нацело выполняет ветвящиеся жилы северо-западного простирания. В меньшем количестве встречаются барит и кварц, а также сульфиды железа, свинца, цинка, меди и др. [150]. О последовательности отложения минералов сказать что-либо определенное трудно [151, 152]. Последовательность отложения минералов, приведенная у Дрекслера [152], составлена под влиянием Маухера [12] и не имеет самостоятельного значения. В грубых чертах последовательность та же, что и на других месторождениях Рудных гор: роговиковый кварц Qr — флюорит с включениями гематита — настуран. Представляет интерес наблюдавшаяся в образцах крустификационной текстуры последовательность отложения: красновато-фиолетовый аметист (окрашенный, возможно, за счет Mn^{7+}) — почковидный гематит (красная стеклянная голова) — настуран. Этот пример отмечен также Коолем и Галлером [153]. Настуран встречается лишь в нескольких жилах в виде неправильных линз мощностью до 10 см, в зальбандах флюоритовых жил, преимущественно в красном грубозернистом граните [154]. Установлены две генерации настурана [155].

По данным Дрекслера [152], пирит развивается лишь в матовом настуране, являющемся продуктом разложения блестящего настурана, в котором пирит отсутствует. Иными словами, перед отложением сульфидов здесь, как и повсюду, прошли процессы гипогенного окисления настурана.

Следует отметить, что уран обычно присутствует во многих флюоритовых месторождениях [156, 19, 152, 155]. Однако представления о том, что «щелочная среда менее благоприятна для восстановления, чем кислая» [147], отнюдь не подтверждаются отмеченными фактами, скорее, наоборот. В подавляющей массе скопления настурана локализируются в карбонатных жилах и приурочены к силикатным породам, обогащенным легко извлекаемым кальцием.

На основе экспериментальных исследований Р. П. Рафальский [147] склоняется к предположению о том, что настуран отлагался из кислых или нейтральных растворов. Однозначные

признаки одновременного роста сферолитов настурана и кристаллов кальцита показывают, что основная масса настурана (поскольку она осаждалась с кальцитом) отложилась в щелочной среде: по данным В. В. Щербины [135], для свежесажженного кальцита $pH = 8,35$. Структуры почти одновременно осажденных флюорита и кальцита показывают, что флюорит также мог отлагаться и в щелочной среде. В связи с этим отнесение флюоритовых (очень часто с баритом) месторождений к месторождениям, образовавшимся преимущественно в кислой среде, является во многом условным.

Появление значительных количеств фтора в кислых растворах последующей галоидно-сернистой фазы должно было вызвать торможение процессов окисления урана и растворения ранее образованного настурана I в связи с конкуренцией реакций восстановления. В щелочных растворах галоидно-сернистой фазы, отлагавших флюорит и барит, окисления урана, по-видимому, не происходило, так как обстановка в этот период в результате окисления сульфита была в общем восстановительной. Этим можно объяснить незначительное содержание настурана в жилах флюорито-баритовой стадии (настуран II) независимо от источника урана (уран в породах или настуран I).

Отсутствие настурана в мощных разломах можно объяснить не только метасоматическим вытеснением его последующими растворами. В связи с сильной переработкой пород в начале щелочно-галоидной фазы, если встать на позиции такого предположения о генезисе настурановых жил, в крупных разломах, являющихся газовыводящими структурами, была сильноокислая обстановка, отложение настурана в которой могло и не происходить. Первые порции настурана, как и карбоната, должны были отлагаться в наиболее удаленных от разломов трещинах. Процесс продвижения границы отложения кальцита и настурана к разломам мог окончиться на любой стадии в результате прекращения поступления урана в жилы.

О ВОЗМОЖНОСТИ ДРУГИХ РЕШЕНИЙ

Прежде всего следует упомянуть о первой альтернативе дилеммы, поставленной при обсуждении вопроса о циклах минерализации.

Если рассмотреть отдельные этапы минерализации как звенья единой линии развития производных рудногорских гранитов, то приведенный анализ эволюции анионного состава каждого этапа в отдельности может в целом оказаться несостоятельным (хотя и весьма полезным), несмотря на внешнее сходство с эволюцией фумарол, особенно в поздний этап минерализации.

По мнению П. Н. Кропоткина [93], образование внутриминерализационных жильных пород является вполне допустимым на

фоне непрекращающейся отдачи флюидов или растворов охлаждающимся магматическим телом. В таком случае выделение этапов и соответствующих циклов минерализации не обязательно должно соответствовать вспышкам магматической деятельности и реювинации процесса.

По мнению Б. Мезона [138], обстановка в магмах является в целом восстановительной. Весьма возможно, что существенная роль в этом отношении, судя по исследованиям И. А. Островского [92], принадлежит водороду. В таком случае первоначально охлаждающийся гранит будет выделять (помимо паров воды) H_2 , Cl_2 , F_2 , HCl , HF и S^0 . По мере охлаждения газов, в которых количество водорода меньше, чем количество галоидов, в принципе можно ждать возникновения двух гипогенных стадий окисления, приводящих к образованию SO_2 и подобных продуктов. Первая стадия окисления была обусловлена взаимодействием хлора с парами воды в газовой фазе при температуре 600° и выше согласно уравнению (2). Вторая стадия окисления была вызвана при прогрессивном охлаждении взаимодействием хлора (или фтора) с конденсатом или поступившей со стороны водой: $2H_2O + 2Cl_2 \rightarrow 4HCl + O_2$. Подобная реакция протекает при температуре от 340 (400°) до $100^\circ C$. Между 600 и 400° ¹ окислительная обстановка существовать не может. В эту промежуточную стадию отлагаются ранние сульфиды. Ниже 400° , по мере израсходования Cl_2 и F_2 , снова возникает восстановительная обстановка, приводящая к отложению арсенидов и поздних сульфидов.

В зависимости от концентрации H_2 , Cl_2 , F_2 и S возможны различные комбинации, чем, по-видимому, и объясняется относительное разнообразие месторождений.

Подобная трактовка вопроса ни в коей мере не снижает значения сходства в эволюции газов фумарол и анионов в гидротермах. Она лишь вносит существенную поправку на длительность процесса, а также на те специфические условия, в которых формируются рудные месторождения.

Что касается урана, то в принципе с первой окислительной стадией связывается образование гипотермального уранинита (не обнаруженного в Рудных горах), со второй окислительной стадией — формирование настурана. Последующие вспышки окисления, вызвавшие регенерацию настурана, могут быть обусловлены уже другими причинами.

Первая альтернатива недостаточно обоснована, но ее нельзя без доказательств откинуть при анализе процесса в целом. Изложенные в ней представления согласуются в какой-то мере со взглядами Тойшера на образование месторождений в районе Эйбеншток-Нейдекского (Карлововарского) массива [48].

¹ Следует подчеркнуть, что почти везде речь идет о температуре формирования газов или растворов, давших впоследствии соответствующие минералы, а не о температуре отложения минералов.

По его представлениям, все жильные дериваты и рудные месторождения являются продуктом одного магматического процесса. Вслед за А. Е. Ферсманом он располагает различные продукты магматической и постмагматической деятельности в ряд, соответствующий постепенному падению температуры во времени (табл. 7), включая в качестве последних образований очень редкие киноварьсодержащие жилы у Хартенштейна.

Таблица 7

Эволюция продуктов магматической и постмагматической деятельности в пределах Эйбенштоцкого гранитного массива [48]

Фаза	Ряд пегматитов	Ряд дистиллятов	Продукты переработки
A	Нормальный главный гранит		
B	Аплитовая зона (альбитовый гранит с мусковитом, частично главные граниты центральной фации)		
C	Аплиты с графическими структурами (штокшейдер)		
D	Топазовые пегматиты	Жилы с турмалином и магнетитом	Так называемые турмалиновые граниты с розетками шерла
E	Литионито-мусковитовые аплиты, в основном перешедшие в грейзен	Вольфрамит, касситерит	Главный гранит, перешедший в топаз
F			Грейзен с минералами бора, лития и фтора
G	Заполнения миарол	Касситерит, литионит	Вольфрамово-оловорудные грейзены, грейзенизированные породы
H	(У Ферсмана здесь фосфат-карбонатный тип пегматита)	Оловянная руда — хлорит, халькопирит — хлорит	Окварцованные породы, грубочешуйчатые серицитизированные породы с касситеритом
I	Жилы флюорита	Свинцово-цинковые руды	Частично серицитизированные и каолинизированные породы
	Интрузивные кварцевые жилы с яшмой	Кобальт-никелевые руды	
		Железо-марганцевые руды	Жилы яшмы, состоящие из окварцованных и каолинизированных пород
K		Киноварь	

Уран-висмут-кобальт-никель-серебряную (пятиметальную) формацию по характеру парагенетических соотношений Тойшер считал аномальным явлением. Им было выдвинуто три возможных объяснения ее происхождения:

1. Гранитная магма имеет основную и кислую часть. Основная, по-видимому, более глубинная часть содержит сульфиды, никель и кобальт; кислая часть, образовавшая граниты, выделяет растворы с мышьяком. Эти растворы захватывают продукты более основных частей. Таким образом, согласно первому предположению, образование никель-кобальт-мышьяковых руд связано с взаимодействием первоначальных отщеплений от различных участков гранитной магмы.

2. В связи с образованием лампрофиров в остаточной гранитной магме более основные продукты обогащаются никелем, кобальтом и другими элементами и опускаются (по-видимому, в результате гравитационной дифференциации). Эти металлы мобилизуются мышьяком.

3. Обогащение лампрофировой части (отщепления) гранитной магмы металлами, заимствованными из догранитных основных эруптивов в сланцевой оболочке гранитов при их погружении (своего рода ассимиляционное обогащение).

Определенный интерес вызывают представления о генезисе ураноносных жил, изложенные в работах М. Крауса [13] и А. Г. Бетехтина [27].

На основе изучения рудных жил Яхимова М. Краус [13] предположил, что в трещины поступал однородный первоначальный раствор, содержащий железо, кобальт, никель, свинец, медь, уран, серебро, висмут, мышьяк, сурьму, фосфор, а также магний, кальций, марганец, железо, кремниевую и угольную кислоты и такие более редкие элементы, как церий, ванадий, молибден, селен, теллур и др. Во время поднятия по различным жильным трещинам этот первоначальный раствор расщеплялся на различные «частичные растворы». Разнообразие состава «частичных растворов» было обусловлено временем, характером, длиной пути и другими факторами. Наиболее существенная роль в дифференциации растворов принадлежит, по его мнению, различиям в температуре и давлении, зависящим от глубины и удаленности от гранита тех или иных участков жил. М. Краус считает маловероятными предположения о том, что растворы поднимались в разное время отличающимися по составу порциями.

В некотором отношении сходные представления о генезисе развивает в последнее время А. Г. Бетехтин [27] для арсенидных и карбонатно-настурановых руд. Им указывается, что существуют факты пространственной обособленности арсенидных и карбонатно-настурановых жил в пределах месторождений, а также пространственной обособленности линз отмеченных руд в тех случаях, когда они наблюдаются в одной жиле. По его представлениям, до сих пор не установлены какие-либо явные

признаки пересечения жил с карбонатно-настурановым оруденением жилами с арсенидным оруденением или наоборот. В связи с этим высказано предположение о том, что «различный состав этих жил обусловлен процессами дифференциации гидротермальных растворов, возможно, в связи с переходом части растворов в коллоидное состояние, что и могло отразиться на различной скорости движения дифференциатов» (стр. 18). Иными словами, карбонатно-настурановые руды и арсенидные руды отложились одновременно, а их разобщенность вызвана образованием коллоидов.

Прежде всего следует отметить, что существуют прямые и не менее надежные косвенные данные о возрастных взаимоотношениях карбонатно-настурановых руд с арсенидными рудами. В образцах, изученных Р. В. Гецевой, наблюдались случаи цементации обломков крупных почек настурана I плотным арсенидным агрегатом, содержащим мелкие кристаллы самородного висмута с тонкими оторочками настурана II. Явления пересечения настурана арсенидами, развитие в настуране тонких прожилков никелина и других арсенидов, нарастание на обломки выделений настурана I настурана II, непосредственно предшествовавшего скуттерудиту,— все это, судя по образцам, не представляет особой редкости.

Наиболее четко возрастные соотношения отмеченных руд определяются по взаимоотношениям их с жильными минералами. Настуран I отлагался совместно со скаленоэдрическим кальцитом I до процесса доломитизации. Арсенидные руды отлагались в кварцево-доломитовых жилах на кварц Q^d или на ромбоэдрический доломит (более поздний, чем доломит, псевдоморфно замещивший скаленоэдрический кальцит I). В кварцево-флюоритовых жилах они отлагались на флюорит или барит.

Известно также, что в тех случаях, когда арсенидные руды в какой-то мере пространственно связаны с карбонатно-настурановыми жилами, они несут настуран II; в тех случаях, когда они развиваются обособленно, настуран II в них отсутствует. С учетом фактов интенсивного метасоматического вытеснения настурана арсенидами было высказано предположение о том, что настуран II арсенидных руд — по своему происхождению регенерированный минерал.

О том что арсенидные руды образовались позже настурана I, отмечал, например, О. Эльснер [15]. Предположение о регенерации настурана с арсенидными рудами было высказано также Лейтвейном [34] и Эльснером [16].

Таким образом, А. Г. Бетехтин совершенно не учитывает того факта, что в месторождениях Рудных гор существуют в пределах отмеченных типов руд две генерации настурана, существенно разобщенные во времени. Наличие настурана II в пятиметальной формации Рудных гор имеет, по-видимому, определенное поисковое значение, так как указывает на близость

рудных жил или линз богатых карбонатно-настурановых руд. Наряду с этим действительно существуют такие факты, когда в одном образце можно наблюдать, как от баритовой жилы с включениями серебра и никелина в породу отходит миниатюрная апофиза, выполненная нацело настураном II. Весьма возможно, что первые порции настурана II отлагались совместно с регенерированным кальцитом уже в момент отложения барита I. В этом случае действительно можно говорить о слабых признаках пространственной обособленности поздних порций настурановых руд (настуран II) от арсенидных руд (также с настураном II).

Надо сказать, что одновременное образование разорванных в пространстве минеральных парагенезисов не может вызвать в принципе каких-либо существенных возражений.

Серьезная попытка в этой области была сделана в свое время Пуффе для юго-западного Фогтлянда [22]. Идя от признаков проявления катаклаза как от отправных точек, Пуффе объединил в одной схеме изменение парагенезисов (фаций) в пространстве (латеральная смена фаций) и времени (темпоральная смена фаций). По его представлениям, например, сидерит в наиболее удаленной точке от рудоносного источника кристаллизовался раньше, чем сидерит в близлежащей к источнику области (табл. 8).

В таблице, к сожалению, не отражены проявления внутри-жилыного метасоматоза, хотя ее автор имел отчетливое представление об этом явлении. Так, основную причину уменьшения касситерита в зоне халькопирита на месторождении Эльснице Пуффе видит в метасоматическом вытеснении значительной части ранее образованных минералов.

Аналогичные идеи развивались Ю. А. Билибиным [157], назвавшим не совсем удачно смену фаций (парагенезисов) в пространстве «зональностью отложения»¹.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Последовательность отложения минералов в эндогенных месторождениях Рудных гор принципиально мало отличается от последовательности отложения в других, в том числе и неурановых, месторождениях. Место основного отложения настурана во времени в гидротермальных жилах Рудных гор определено и не зависит от геологической позиции отдельных месторождений, от их структурных особенностей, состава пород и пр. Основная масса настурана выпадает после перерыва вслед за отложением

¹ «Зональность отложения» во многих случаях бывает метасоматического происхождения (например, зона вытеснения и зона регенерации). Известно также, что понятие «отложение» часто противопоставляется понятию «замещение» или «вытеснение».

**Временная и латеральная смена фаций в жильной области
юго-западного Фогтлянда [22]**

Временная смена фаций	Латеральная смена фаций		
	зона I — зона касситерита (например, Эльснице)	зона II — зона флюорита (например, шахта Кунст)	зона III — зона сидерита (например, Грюне Танне)
I фаза	Кварц I Касситерит Парадоксит Хлорит Арсенопирит I	Звездчатый кварц Флюорит I Парадоксит	
1 катаклиз			
II фаза (основная фаза)	Пирит I Кварц II Халькопирит I Сфалерит I Галенит I	Арсенопирит Флюорит II Пирит I	Кварц I Сидерит
2 катаклиз (основной катаклиз)			
III фаза	Кальцит I Флюорит I Арсенопирит II Кварц III Co—Ni—Bi— арсениды <hr/> Самородный висмут Висмутин	Кварц II Сидерит Халькопирит Пирит II	Пирит Кварц II Халькопирит
3 катаклиз			
IV фаза	Кварц IV Сидерит Халькопирит II Пирит II Кварц V <hr/> Сфалерит II Галенит II Кальцит II Флюорит II Барит?	Кварц III Барит	Барит

ранних сульфидов, но до основной массы барита, до арсенидов никеля и кобальта, поздних сульфидов и сульфосолей.

2. Закономерность в последовательности отложения минералов в жилах обуславливается тремя главнейшими факторами:

а) закономерно изменяющейся соответственно снижению температуры очага подачей магматических газов, вызывающей строгую последовательность появления анионов в растворе;

б) порядком растворения минералов при длительной обработке пород растворами, насыщенными магматическими газами;

в) процессами взаимодействия растворов с образованными ранее в жилах минералами, включая процессы внутрижильного метасоматоза и регенерации минералов.

3. Установленная вулканологами последовательность отделения магматических газов от магмы: $\text{NaCl} - \text{HCl}$ и $\text{HF} - \text{SO}_2 - \text{NH}_4 - \text{H}_2\text{S} - \text{CO}_2$ — удовлетворительно совпадает с последовательностью фиксации анионов в основных минералах жил, особенно в поздний этап минерализации. Исключение составляет появление CO_2 , образующегося задолго до поступления основных масс магматического углекислого газа в результате взаимодействия растворов с карбонатными породами, а также появление других анионов в связи с метасоматическим вытеснением и последующей регенерацией минералов.

В результате сопоставления гидротермальных процессов с фумарольно-сульфатарным процессом установлена аналогия между аммиачной фазой фумарольного процесса (NH_3) и арсенидной стадией гидротермального процесса (мышьяковая фаза, AsH_3).

4. Основной катионный состав минералов ранних генераций сформировался в результате взаимодействия преимущественно кислых растворов, насыщавшихся магматическими газами, с окружающими породами за пределами зоны отложения минералов. Как следствие этого специфика отдельных месторождений, отличающихся преобладанием того или иного металла, может быть обусловлена, в первую очередь, особенностями металлоносности пород, в которых протекали процессы кислого и отчасти щелочного (после нейтрализации) выщелачивания.

5. Перенос основных металлов осуществлялся растворами фазы кислого выщелачивания, претерпевающих при этом существенные изменения во времени и прежде всего нейтрализацию. Сульфатно-хлоридно-карбонатные растворы, содержащие соли металлов (например, PbCl_2), пропитывали измененные дорудными процессами боковые породы и выполняли полости жильных трещин. В результате увеличившегося поступления газов последующей стадией (например, H_2S) по трещинам у их стенок происходило смешение растворов, сопровождавшееся отложением вдоль зальбандов, трещин катаклаза и т. п., труднорастворимых соединений (PbS), что вызывало последующую диффузию солей металлов по направлению к трещинам.

При подобной трактовке проблемы не допускается одновременный перенос хлоридов металлов и H_2S или AsH_3 . Предполагается, что перенос металлов происходил в форме хлоридов, сульфитов, сульфатов, нитратов, карбонатов и т. д. Сероводород (или арсин) из магматического источника в необходимом количестве поступал в насыщенные раствором¹ пористые породы и открытые трещины позднее, вслед за отмеченными растворимыми соединениями, и по мере изменения E_h и рН раствора последовательно приводил к отложению труднорастворимых продуктов.

6. Взаимодействие внутри жил поступающих растворов с отложенными ранее минералами привело к резкому усложнению минерального состава поздних парагенезисов (например, обилие сульфидов, сульфоарсенидов и, особенно, сульфосолей). Не только катионы, но и анионы большинства минералов поздних генераций могут быть отнесены к переотложенным и регенерированным либо к частично измененным окислительно-восстановительными процессами, но отнюдь не к привнесенным из магматического источника.

7. Уран в силу своих химических свойств мог переноситься в основном в шестивалентной форме и отлагаться в результате восстановления. В связи с этим особое значение для образования ураном подвижных форм приобретает развитие в растворах окислительных процессов. При нормальной эволюции полного цикла минералообразования период интенсивного окисления намечается в начале цикла минерализации, в щелочно-хлоридную фазу, где-то на границе ее с галоидно-сернистой фазой. При этом исключительно важное значение, по-видимому, имели процессы, вызванные появлением CO_2 в результате взаимодействия растворов (особенно кислых) с карбонатсодержащими породами².

8. Окисление урана в пределах цикла в подчиненном количестве происходило неоднократно, однако оно не происходило при наличии в растворе восстановителей — ионов серы, мышьяка, углеводов, двухвалентного железа, осаждающих из растворов уран.

В урановых месторождениях Рудных гор проявились три внутрициклических стадии окисления урана, переводящие уран в раствор: перед баритом, перед арсенидами и перед появлением

¹ В зависимости от характера пород и от концентрации солей и металлов можно ожидать в ряде случаев образования временно устойчивых сульфатов и карбонатов металлов, разрушающихся при поступлении поздних растворов.

² Более интенсивное покраснение околожилльных пород вокруг ураноносных жил по сравнению с размерами настурановых линз, наличие покраснения около участков жил или кальцитовых жил рудной стадии, не несущих настурана, может быть объяснено окислением железа первыми порциями растворов, насыщенными CO_2 . Д. Эверхарт и Р. Райт [151] также допускают в качестве частичного объяснения гематитового изменения окисляющее действие CO_2 .

растворов, отложивших поздние сульфиды. Вторая и третья стадии окисления, как предполагается, были связаны с воздействием кислых растворов на жильные карбонаты. Первая стадия окисления генетически однозначно не расшифрована, но, как предполагается, была вызвана обилием гипогенных окислителей, и прежде всего галоидов.

В результате соответствующих стадий восстановления урана отложились три генерации настурана: настуран I (основной восстановитель с достоверностью не известен, может быть, это было закисное железо, возможно, сера), регенерированный настуран II (восстановитель — арсин и продукты его окисления, а также углистое вещество), регенерированный настуран III (восстановитель — сероводород и продукты его окисления). Основным минералом-осадителем для всех трех генераций настурана был карбонат.

9. Закономерности в последовательности отложения минералов для урановых месторождений и для месторождений, не содержащих настуран, в грубых чертах идентичны. В связи с этим в качестве основной узловой проблемы генезиса урановых месторождений является проблема источника урана. Региональное обогащение ураном отдельных изверженных и осадочных пород является благоприятным условием для образования в таком районе промышленных скоплений урана в гидротермальных жилах¹.

Этот вывод совпадает с положениями, высказанными ранее [146, 159].

* *
*

Изложенные представления являются в основном дискуссионными. По ряду вопросов имеется несколько решений. Из них были выбраны те, которые, по мнению автора, являются наиболее достоверными.

Основные теоретические положения, разбираемые в очерке, были выдвинуты отчасти еще в XIX в. Эли де Бомоном и др., и некоторые из них имеют более длительную историю [160]. Тот факт, что анализ многих новых исследований подводит нас к старым представлениям, повышает их ценность и оправдывает стремление автора возбудить интерес к забытым, но весьма перспективным гипотезам. В их сочетании, с позиций современной вулканологии, возможно, удастся найти удовлетворительный путь для решения многих вопросов, волнующих рудничного геолога.

¹ Во всяком случае, обратная закономерность — приуроченность осадочных месторождений урана к районам развития гидротермальных месторождений — хорошо известна [158].





ЛИТЕРАТУРА

1. Breithaupt A. Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg, 1849.
2. Baumann L. Neue Erkenntnisse über die Tektonik und Genesis der Freiburger Erzlagerstätte. (Zentralteil). Fortschr. Min., 36, № 1, 19—37, Stuttgart, Juni 1958.
3. Schumacher F. Die erzgebirgische Metallprovinz und ihre genesis. Metall und Erz., H. № 9, 1933.
4. Kossmat F. Das Übersicht der Geologie von Shachsen. Leipzig, 1925.
5. Богданович К. И. Рудные месторождения, Спб., т. I, 1912; т. II, 1913.
6. Обручев В. А. Рудные месторождения (часть описательная). М.—Л., ГИЗ, 1929.
7. Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. Сб.: Основные проблемы в уч. о магм. рудн. мест. М., Изд-во АН СССР, 1953, стр. 476—516.
- 8*. Müller H. Der Erzdistrikt von Schneeberg im Erzgebirge. Freiberg, 1860.
9. Schneiderhöhn H. Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Erste Band. Die Lagerstätten der magmatischen Abfolge. Jena. G. Fischer, 1941, S. 605—637.
10. Schumacher F. Genesis des Freiburger Erzdistriktes. Intern. Geol. Kongress, report of the XVI sess. 1933, USA, v. I, Washington, 1936.
11. Berg G. Zonal distribution of ore deposits in Central Europe. Econ. Geol., 22, № 2, 1927.
- 12*. Maucher W. Die Bildungsreihe der Mineralien als Unterlage für die Einteilung der Erzlagerstätten. Freiberg i. Sa., S. 3—55, 1914.
13. Kraus M. Das staatliche Uranpecherzrevier bei St. Joachimstahl in Böhmen, Wien, 1916.
14. Бетехтин А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов. Зап. Всес. мин. об-ва, 2, 1951.
15. Oelsner O. W. Die Abhängigkeit der Paragenesen erzgebirgischer Lagerstättenbezirke vom Intrusionsalter der zugehörigen Granite. Freib. Forschung. H. 8, C, 3, 24—34, Jan. 1952.
16. Oelsner O. Die erzgebirgischen Granite, ihre Vererzung und die Stellung der Bi—Co—Ni—Formation innerhalb dieser Vererzung. —Geologie. Jahrgang. 7, № 3—6, 682—701, Berlin, 1958.
17. Tischendorf G. Paragenetische und tektonische Untersuchungen auf Gängen der fluorbarytischen Bleiformation Freibergs, insbesondere am Halsbrückener Spat. Freib. Forschung, 18, 1—130 (1955).
18. Müller H. Die Erzgänge des Freiburger Bergreviers, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Kgr. Sachsen. Leipzig, 1901 S. 1—350.
19. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1958.

20. Schuller A. Die Granitische Gesteine der DDR (Manuskri.). Berlin, 1949.
21. Watzpauer A. Saxothuringikum — Lugikum, ein regionaltektonischer Vergleich. Freib. Forschung, 17, 30—53 (1955).
22. Puffe E. Die Minerallagerstätten des südwestlicher Vogtlands. Neues Jb. f. Min., 74A, 333—448 (1938).
23. Семьянников Л. Фрейбергский горнозаводский округ в Саксонии. «Горный журнал», 1, 197, 1899.
24. Бубнов С. Геология Европы, т. II, ч. I, Л.—М., ОНТИ, 1935.
25. Petraschek W. E. Die Erzlagerstätten des Schlesischen Gebirges, № 59, 1933.
- 26*. Hoehne K. Über einige Arsen—Kobalt—Silber—Wismut—und Uranerführende Kalkspatgänge der Grube Bergfreiheit zu Ober—Schmiedeberg im Riesengebirge. Chemie der Erde, 10, 432—475 (1936).
27. Бетехтин А. Г. О поведении радиоактивных элементов при процессах образования эндогенных месторождений. «Геол. рудн. мест.», № 1, 5—24, 1959.
- 28*. Oelsner O. Beiträge zur Kenntnis der Kiesigen Bleierzformation Freibergs (Dissertation), 1929.
29. Kautzsch E. Tektonik und Paragenese der Rücken im Mansfelder und Sangerhäuser Kupferschiefer «Geologie», 2, № 1, 4—24, Berlin, 1953.
30. Zückert R. Die Paragenesen von gediegen Silber und Wismut mit den Kobaltnickelkiesen und der Uranpechblende zu St. Joachimsthal in Böhmen. Mitt. Abt. F. Geol., 1, 69—132 (1926).
31. Нир А. О. Изотопный состав радиогенных свинцов и измерение геологического времени. Сб.: Изотопы в геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1954, стр. 147.
32. Задорожный И. К., Зыков С. И. О постоянных распада радиоактивных элементов, используемых при определении геологического возраста. Бюлл. ком. по опр. абс. возр. геол. форм. Вып. I, М., Изд-во АН СССР, 1955, стр. 67—76.
33. Определение абсолютного возраста. Сб.: Ядерная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1956, стр. 344.
34. Leutwein F. Alter und paragenetische Stellung der Pechblende erzgebirgischer Lagerstätten. Geologie, Jahrgang 6, H. 8, 797—805 (1957).
35. Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филлимонова А. А., Шадулун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолиздат, 1958.
36. Mgrna F., Pavlu D., Nekolik poznamek k teorii rudodárných roztoků na podkladě studia Ag—Bi—Co—Ni formace Jáchymove. Vestnik UUG, 33, с. 4, 1958.
37. Dalmer K. Über das Alter der jüngeren Gangformationen de Erzgebirges, Z. für prakt. Geol., S. 1—6, Jan. 1896.
38. Watzpauer A. Die erzgebirgischen Granitintrusionen. Geologie., 3, № 6/7, 688—706 (1954).
39. Куклин Н. В. О значении барита как руководящего признака при поисках месторождений медноколчеданных и полиметаллических руд. Разведка недр, № 2, стр. 12, 1947.
40. Bastin E. The nickel—cobalt—native silver ore type. Econ. Geol. 34, № 1, 1—40 (1939).
41. Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе. Сб.: Рудные регенерированные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1957, стр. 11—62.
42. Zoubek V. Krystalinikum západních Čech., Časopis pro miner. a geol. sv. III, 2, 136—150 (1958).
- 43*. Pietzsch K. Abriss der Geologie von Sachsen. Berlin, 1951.
44. Ферсман А. Е. Геохимия, т. II, Избранные труды, т. III, М., Изд-во АН СССР, 1955, стр. 601, 606.

45. Oelsner O. Die pegmatitisch—pneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges mit Ausnahme der Kontaktlagerstätten. Freib. Forschung. H. 9, C. 4, 1951.
46. Oelsner O. Über erzgebirgische Wolframite. XX Bericht der Freib. Geol. Gesellschaft. Freib. Verlag: Maukisch, S. 44—49, 1944.
47. Keil K. Über die Ursachen der charakteristischen Paragenesenbildung von gediegen Silber und gediegen Wismut usw, Neues Ib. Min., 66A, 407—424 (1933).
- 48*. Teuscher E. O. Primäre Bildungen des granitischen Magmas und seiner Restlösungen im Massiv von Eibenstock—Neudeck (im Sächsischen Erzgebirge), S. 211—262. Umwandlungserscheinungen am Gestein des Granit massivs von Eibenstock—Neudeck. Zeitschr. f. Kr., Min. u. Petr. Abt. B., Min.—Petr. Mitteilungen, N. F., 47, 211—262, 273—312 (1936).
49. Štemprok M. Vznik metasomatických obrub bismutin Kolem vizmutu z rudní oblasti Horního Slavkova Časopis pro miner. a geol. sv. IV, č. 4. S. 424—440. Praha, 1959.
50. Štemprok M. Příspěvek ke genezi rudního ložiska Cinovce v Krušných Horách. Věstník UUG, 33 č. 4, s. 270—274, 1958.
51. Schröcke H. Sächsische Zinnlagerstätten, ihre Paragenesen und Altersstellung. Freib. Forschung. H. 8, C. 3, 1952.
52. Zemánek V. Skarny v širokém okolí Přisecnice a Měděnce. Sb. UUG. Sv. 24, 1957, 2. Str. 241—312, Praha, 1959.
53. Zemánek V. Šarnová ložiska v okolí Černého Potoka u Přisecnice v Krušných horách. Sb. UUG, Sv. 23. 1956, 1., Str. 297—339. Praha, 1957.
- 54*. Beck R. Lehre von den Erzlagerstätten. Erste Band Berlin, 1909.
55. Бастин Э., Грейтон Л., Линдгрэн В., Ньюхауз В., Шварц Г., Шорт М. Критерии возрастных соотношений минералов по наблюдениям в полиров. шлифах. Сб.: Критерии возрастных соотно. рудообр. м-ов по микро. иссл. Л.—М., ОНТИ, стр. 89, 1934.
56. Chrt I. Wolframitová ložiska v okolí Rotavy u Kraslic. Časopis pro miner. a geol. sv. III., c. 2, 213—216, 1958.
57. Chrt I. Mědenorudné a kyzové ložisko v Tisové u Kraslic. Časopis pro miner. a geol., sv. III, Č. 2, 206—210 (1958).
58. Slavík C. Vznik a výskyt nerostů, Ak. Ved., Praha, 1954.
59. Дымков Ю. М. Одновременный совместный рост кристаллов и сферолитов. Тр. мин. муз. АН СССР, № 8, стр. 150—154, 1957.
60. Kirsch P. Die Metallischen Rohstoffe ihre Lagerungsverhältnisse und ihre wirtschaftliche Bedeutung. 1 Heft, Vanadium, Uran, Radium, Stuttgart, 1937.
61. Jezek Boh. Jáchymovske minerály, Hornický Věstn. Roc. IX, č. 45, 525—527, Praha, 1927.
62. Purgold A. Uranpecherz in Pseudomorphosen aus Iohanngeorgenstadt. Sitzungsberichte und Abhandlungen der Naturwiss. gest in Dresden. Jahrgang 1882, S. 74—75. Dresden, 1883.
63. Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. ОНТИ, 1933.
64. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
65. Григорьев Д. П. Минералогические отвесы и уровни. «Природа», № 3, 47—49, 1948.
66. Keil K. Beiträge zur Kenntnis der Kobalt—Nickel—Wismut—Silber—Erzgänge. Jahrb. f. d. Berg.—u. Hüttenwesen Freiberg. (105 Jahrg.), S. 95—132, 1931.

67. Bastin E. S. Interpretation of ore textures. Geol. Soc. of Amer. mem., 45, 1950.
68. Holmes R. J. Higher mineral arsenides of cobalt, nickel, and iron. Bull. of the Geol. Soc. of America, 58, 299—391 (1947).
69. Крутов Г. А. Месторождения кобальта. М., Госгеолтехиздат, 1959.
70. Brauns R. Chalkographische Untersuchung von zwei Wismuterzen aus Sachsen. S. 344—347. Centralblatt J. Min. Geol. u. Pal. Abt. A. № 10. Stuttgart, 1928.
- 70a. Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. М., Госгеолтехиздат, 1956.
71. Kratochvil J. Topograficka Mineralogie Čech. díl. II. Praha, 509—553 (1938).
- 71a. Соболева М. В., Пудовкина И. Л. Минералы урана. М., Госгеолтехиздат, 1957.
72. Бетехтин А. Г. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, стр. 3—26, 1949.
73. Vogl I. F. Gangverhältnisse und Mineralreichthum Joachimstahls. Tep-litz, 1856.
- 74*. Step und Becke. Das Vorkommen des Uranpecherzes zu St. Joachimstahl. Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akad. der Wissenschaften. Wien., 1904.
75. Де-Лонэ Л. Рудники радия в Иоахимстале. «Горн. журнал», т. IV, кн. 12, 451—455, Спб., 1905. (Извл. L. De Loney, Nature, № 1665, 1905).
76. Schreiter R. Geologischer Führer durch das Erzgebirge. 8. Wanderung Zöblitz — Ausprung — Suttstadt-mühl — Pockautal — Pöberschau — Zöblitz. Freib., 1927.
77. Kalb G. Die Kristalltracht des Kalt spates in mineragenetischer Betrachtung. Centralblatt Min. Geol. u. Pal. Abt. A., № 10. S. 337—339. Stuttgart, 1928.
78. Григорьев Д. П. Что известно о зарождении минералов? Зап. Мин. общ., 80, № 1, стр. 15—32, 1951.
79. Парк Ч., мл. Теория зональности рудных месторождений. Сб. Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., стр. 207—227, 1958.
80. Смирнов С. С. Современное состояние учения о рудных месторождениях. Избр. труды. АН СССР; М., стр. 159, 1955.
81. Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, стр. 66—78, 1949.
82. Королев А. В., Королева З. А. О значении выяснения последовательности образования гипогенных минералов. «Сов. геол.», № 2, 49—54, 1941.
83. Суражский Д. Я. Генетические типы промышленных месторождений урана. «Атомная энергия», 2 (1956).
84. Адамс С. Ф. Микроскопическое изучение жильного кварца. Сб.: Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям. Л.—М., ОНТИ, стр. 7—41, 1934.
85. Edwards A. B. Textures of the ore minerals. Austral. Inst. Min. and Metall., Melbourne, 1947.
86. Ферсман А. Е. Геохимия России. Избр. тр., т. II, М., Изд-во АН СССР, стр. 9—210 (1953).
87. Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая. Изв. Томского унив., Томск, 62, 1915.
88. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Существует ли между интрузивными и эффузивными породами различие в химическом составе. Избр. тр., т. I, М.—Л., Изд-во АН СССР, стр. 302—306, 1949.
89. Дэли Р. Изверженные породы и глубины Земли. Л.—М., ОНТИ, 1936.
90. Дэли Р. Магматические горные породы и их происхождение, ч. II. М., Гостехиздат, 1920.

91. Белоусов В. В. Очерки геохимии природных газов. Л., ОНТИ — Химтеорет., 1937.
92. Островский И. А. Исследования по минералообразованию в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода. Тр. Ин-та геол., рудн. мест., петр., мин. и геох., вып. I, М. (1956).
93. Кропоткин П. Н. Концентрическая (температурная) зональность и генетическая связь оруденения с интрузиями. «Сов. геол.», № 58, 74—92, 1957.
94. Иванов В. В. Основные стадии гидротермальной деятельности вулканов Камчатки и Курильских островов и связанные с ними типы термальных вод. «Геохимия», № 5, стр. 473—485, 1958.
95. Набоко С. И. Извержение Билокая, побочного кратера Ключевского вулкана, в 1938 г., Тр. Лаб. вулк. и Камчатской вулк. ст. АН СССР, 1947.
96. Мушкетов И. В., Мушкетов Д. И. Физическая геология, т. I, Л.—М., ОНТИ, 1935.
97. Kettner R. Vseobecná Geologie, I, Akad. Ved., Praha, 1956.
98. Федоровский Н. М. Курс минералогии. Л.—М., ОНТИ, 1932.
99. Хитаров Н. И. Хлориды натрия и кальция как возможный источник возникновения кислых сред в глубинных условиях. Докл. АН СССР, 94, № 3, 519—521 (1954).
100. Танатар И. И. Теоретические основы учения о рудных месторождениях. Львов, 1950.
101. Некрасов Б. В. Курс общей химии, М., Госхимиздат, 1954.
102. Mellor J. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry, 13, 1947.
103. Батлер Б. С. Возможное объяснение высокого содержания окисного железа в известняковых контактных зонах. Сб.: Вопросы физикохимии в мин. и петр. М., Изд-во иностр. лит., стр. 148—153, 1950.
104. Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Палач Ч., Берман Г., Фрондель К. Система минералогии, т. II, полутом 2. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
105. Вильямс Г. Д. Оловянные месторождения Карагве, Танганьика. Международн. геол. конгр. Тр. XVII сессии СССР, т. V, стр. 145, 1937.
106. Смит Ф. Г. Перенос и растворение несulfидных жильных минералов. Сб.: Вопросы физ.-хим. в минер. и петр. М., Изд-во иностр. лит., 1950, стр. 163—209.
107. Mellor I. W. A comprehensive treatise on inorganic and theoretical chemistry, 10, 1947.
108. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб.: Основные пробл. в уч. о магм. рудн. мест. М., Изд-во АН СССР, стр. 122—275, 1953.
109. Lindner J. L., Gruner John W. Action of Alkali Sulphide solutions on Minerals at elevated Temperatures. Econ. Geol., 34, № 5, 1939.
110. Набоко С. И. Успехи советской вулканологии. «Сов. геол.», № 61, 1957.
111. Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии, V. Мин. сб. Львовского геол. общ., № 8, стр. 29—34. Львов, 1954.
112. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
113. Palmer Ch. Diarsenides as silver precipitants. «Econ. Geol.», 12, № 3 207—218 (1917).
114. Белов Н. В. Некоторые особенности кристаллохимии сульфидов. Вопросы петр. и минер. Сб., посв. памяти Д. С. Белянкина, т. II, стр. 7—13, 1953.
115. Чухров Ф. В. О пирротине и пирите в Керченских рудах и о некоторых общих вопросах генезиса сульфидов железа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, стр. 129—151, 1936.
116. Набоко С. И. Гейзеры Камчатки. Тр. лаб. вулканологии, 8, 1954, стр. 126—209.

117. Иванов В. В. Современная гидротермальная деятельность вулкана Эбеко на острове Парамушир. «Геохимия», № 1, стр. 63—76, 1957.
118. Winter B. Die heilquellen Marienbads ihre aufbau und ihre technische gest. Marienbad, 1932.
119. Браунс Р. Химическая минералогия. Спб., 1904.
120. Барсуков В. Л. К геохимии олова. «Геохимия», № 1, стр. 36—45, 1957.
121. Rankama K., Sahama Th. G. Geohemistry. Chicago, 1952.
122. Гуляева А. В. Генезис плавиковошпатовых месторождений Забайкалья. Сб.: Плавиковый шпат в СССР, Тр. ВИМС, вып. 119, ОНТИ, 1937, стр. 99—107.
123. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», № 1, стр. 6—52, 1956.
124. Ottmann I. Untersuchung zur Verteilung von Spurenelementen, insbesondere Zinn, in Tiefengesteinen und einigen gesteinsbildenden Mineralien des Harzes, Zeitschr. für ang. Miner., 3, № 2, 142—169 (1940).
125. Коптев-Дворников В. С. Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений. Сб.: Магматизм и связь с ним пол. ископ., М., Изд-во АН СССР, 1955, стр. 123—144.
126. Росс К. С. Дифференциация как источник жильных и рудообразующих материалов. Сб.: Геология рудн. мест. зап. шт. США. ОНТИ, 1937, стр. 143.
127. Кобзарь П. Н. Примеры метасоматоза при образовании магнезиальных и железо-магнезиальных карбонатов. Тр. Горногеол. ин-та УФАН СССР, вып. 26, стр. 166—174, 1955.
128. Смуров А. А. Растворимость бикарбонатов никеля, кобальта и марганца в условиях существования грунтовых вод и углекислых гидротерм. Зап. мин. общ., 67, № 3, 465—479 (1938).
129. Чухров Ф. В. К минералогии и геохимии бария в осадочных породах в связи с изучением Керченских баритов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, стр. 531—561, 1937.
130. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 6, М., Госгеолтехиздат, 1955.
131. Вернадский В. И. О необходимости исследования радиоактивных минералов Российской империи. Избр. соч., т. 1, 1954.
132. Щербина В. В. Геохимия редких элементов, I. М.—Л., Госгеолиздат, 1946.
133. Барсуков В. Л., Наумов Г. Б. Некоторые замечания по поводу статьи А. Г. Бетехтина «О поведении радиоактивных элементов при процессах образования эндогенных месторождений». «Геол. рудн. мест.», № 6, стр. 121—124, 1959.
134. Peferis W. C. Geologic characteristics of fluorspat deposits in the western United States. «Econ. Geol.», 53, 663—688 (1958).
135. Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. Сб.: Вопросы геохимии и минер. М., Изд-во АН СССР, стр. 78—82, 1956.
136. Хамберландт Х. Значение рассеянных элементов в геохимических исследованиях. Сб.: Редкие эл. в изв. горн. пор. и минер., М., Изд-во иностр. лит., 1952, стр. 17—40.
137. Нейерберг Дж. И. Уран в изверженных породах в Соединенных Штатах Америки. Сб.: Геология атомн. сырья. мат. Докл. иностр. уч. на Международн. конф. по мирн. исп. атомной энергии. М., Госгеолтехиздат, 1956, стр. 73—94.
138. Мезон Б. Окисление и восстановление в геохимии. Сб.: Вопросы физико-химии в минер. и петр., М., Изд-во иностр. лит., 1950, стр. 133—147.
139. Токарев А. Н., Щербakov А. В. Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956.

140. Герасимовский В. И. О формах нахождения урана в горных породах. «Атомная энергия», III, № 12, 525—529 (1957).
141. Кац Дж., Рабинович Е. Химия урана, I, М., Изд-во иностр. лит., 1954.
142. Каниболоцкий П. М. Об основных причинах рудоотложения в гидротермах. Научн. зап. Днепропетровск. гос. ун-та, т. XVII, вып. 1, стр. 241—252, 1940.
143. Flati R. Traité de Chimie Minerale, p. Pascal, XI, 1932.
144. Наумов Г. Б. К вопросу о карбонатной форме переноса урана в гидротермальных растворах. «Геохимия», № 1, стр. 6—19, 1959.
145. Маккелви В. И., Эверхарт Д. Л., Гаррелс Р. М. Обзор гипотез о генезисе урановых месторождений. Сб.: Геология атомн. сырьевых мат. Докл. иностр. уч. на Международн. конф. по мирн. исп. атомн. энергии, М., Госгеолтехиздат, стр. 25—52, 1956.
146. Мак-Келви В., Эверхарт Д., Гаррелс Р. Происхождение урановых месторождений. Сб.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1958, стр. 426—490.
147. Рафальский Р. П. Экспериментальные исследования условий переноса и отложения урана гидротермальными растворами. В кн.: Труды Второй международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Т. 3. Ядерное горючее и реакторные металлы. 1959, стр. 33—53.
148. Щербина В. В., Щербakov Д. И. Химия и геохимические особенности урана. Сб.: Геология, поиски и разведка месторождений урана. Ч. I, М., Госгеолиздат, 1955, стр. 5—38.
149. Палей П. Н. Методы определения малых количеств урана в рудах. Доклады сов. делегатов на Междунар. конф. по мирн. исп. атомной энергии. Женева. 1955. Исслед. в обл. геол. химии и металлургии. М., Изд-во АН СССР, стр. 28, 1955.
150. Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960.
151. Everhart D. L., Wright R. Y. The geologic Character of typical pitchblende veins. Econ. Geol., 48, № 2, 77—96 (1953).
152. Drechsler. Zur Mineralführung und chemie der Oberpfalzer Flusspatgänge. Bericht des Naturwissenschaftl. Vereins zu Regensburg, H. 17, 1924, S. 1—46, Regensburg (1925).
153. Kohl E., Haller H. Die Mineralführung der Wölsendorfer Flusspatgänge. Zeitschr. für prakt. Geol., Jahrg. 42, 5, 69—79 (Mai, 1934).
154. Scharf W. Uranvorkommen und ihre Aufsuchung im Bundesgebiet. Glückauf, № 19/20, 572—577 (1957).
155. Zeschke G. Uranführende Flusspatlagerstätten. Z. für Erzlagerbau und Metallhüttenwesen, 10, № 7, 317—323 (1957).
156. Домарев В. С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1956.
157. Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Зап. Всес. мин. общ., № 2, 1951.
158. Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1957.
159. Клеппер М. Р., Уайнт Д. Г. Урановые провинции. Сб.: Геология атомн. сырьевых мат. Докл. иностр. уч. на Междунар. конф. по мирному исп. атомной энергии. М., Госгеолтехиздат, стр. 7—24, 1956.
160. Крук Т. История учения о рудных месторождениях с главой о развитии петрологии. М.—Л., ГОНТИ НКТП СССР, 1938.