

В. Е. Попов

---

ВУЛКАНОГЕННО-  
ОСАДОЧНЫЕ  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

---

недра

В. Е. Попов

ВУЛКАНОГЕННО-  
ОСАДОЧНЫЕ  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

3013



Ленинград «Недра»  
Ленинградское отделение  
1979

**Попов В. Е.** Вулканогенно-осадочные месторождения. Л., Недра, 1979. 296 с.

В книге рассматриваются условия образования и закономерности размещения важнейших типов вулканогенно-осадочных месторождений железа, титана и марганца, меди, свинца и цинка, сурьмы и ртути, серы, боратов и стронция, силицилитов и фосфоритов, высокоглиноземистого сырья, строительных материалов. В качестве проблематики приведены данные, свидетельствующие о возможности образования вулканогенно-осадочным путем промышленных месторождений радиоактивных элементов, редких металлов и золота, легирующих металлов, германия, фтора, органических соединений.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением полезных ископаемых, и может быть полезна студентам геологических специальностей.

Табл. 25, ил. 92, список лит. 503 назв.

ИБ № 3531

**Виктор Евгеньевич Попов**

#### **ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Редактор издательства *Р. С. Янбекова*. Переплет художника *И. М. Сенского*. Технический редактор *Н. П. Старостина*. Корректоры *Н. Д. Баримова*, *М. И. Витис*.

Сдано в набор 25.04.79. Подписано в печать 20.08.79. М-28903. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага тип. № 2, Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл.-печ. л. 18,5. Уч.-изд. л. 19,77. Тираж 2500 экз. Заказ № 933/90. Цена 1 р. 30 к.

Издательство Недра. Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 4 Ленинградского производственного объединения «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Ленинград, Д-126, Социалистическая, 14.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Разделение месторождений на эндогенные и экзогенные является основой многочисленных классификаций и отражено во всех руководствах, предназначенных как для лиц, начинающих изучение цикла геологических наук, так и для специалистов. Промежуточному классу месторождений, рудные тела которых локализируются в пределах сферы действия экзогенных процессов, но генетически связаны с магматическими, эндогенными источниками, до сих пор отводится второстепенное место, хотя эти месторождения не менее распространены, а практическая значимость их неоспорима.

Гипотеза вулканогенно-осадочного рудообразования имеет давнюю историю и в том или ином виде предлагалась еще в конце прошлого — начале нынешнего столетия, однако лишь в последние полтора-два десятилетия ее удалось приложить и достаточно убедительно обосновать по отношению к крупным промышленным скоплениям металлических и неметаллических полезных ископаемых. В Советском Союзе внимание к этой гипотезе было привлечено главным образом исследованиями А. Н. Заварицкого, В. И. Смирнова, А. В. Пейве, Л. Н. Формозовой, С. Н. Иванова, Г. Н. Щербы, В. Н. Котляра, Н. С. Скрипченко, А. С. Калугина, И. В. Дербикова, а также работами наших крупнейших литологов (Н. М. Страхов, А. В. Сидоренко, Г. С. Дзоценидзе, И. В. Хворова) и вулканологов (К. К. Зеленов, С. И. Набоко). Большое внимание уделяется этой проблеме и в других странах. Среди наиболее основательных работ по вулканогенно-осадочному рудообразованию выделяются исследования К. Офтедаля, А. Кинкела, Д. Вильямса, О. Ольснера, Г.-Ю. Рёслера, Т. Ватанабе, Д. Сато.

Вместе с тем нельзя не заметить, что отнесение тех или иных месторождений к вулканогенно-осадочным (в особенности к метаморфизованным вулканогенно-осадочным) стало в известной степени модой, что повлекло за собой обилие работ, в которых связь стратиформных месторождений с вулканизмом утверждается априори как дань новым направлениям в науке.

Трудности изучения месторождений в значительной мере связаны с недостаточными знаниями современного рудообразования в вулканических областях, в связи с чем роль вулканологических исследований для познания более древних месторождений трудно переоценить. С другой стороны, многие процессы, происходящие в вулканических областях, недоступны для наблюдений либо значительно отличаются от типоморфных про-

цессов прошедших эпох, и, таким образом, изучение древних месторождений пополняет наши представления о характере вулканических процессов. Немалую роль при обосновании генетических взглядов, в особенности при реконструкции процессов, происходящих на значительных глубинах, имеют экспериментальные исследования, широко развернувшиеся в последние годы. В некоторых случаях именно экспериментальные работы позволяют не только показать, что рудные тела могут образоваться соответствующим путем, но и обосновать единственную возможность образования месторождений в сфере вулканогенно-осадочного литогенеза.

В соответствии с этим в книге рассмотрены не только примеры месторождений, но и результаты наблюдений за современными рудообразующими процессами, а также и некоторые экспериментальные данные. Исходя из накопленной к настоящему времени совокупности сведений о месторождениях рассмотрены также и проблемы зональности, взаимосвязи рудных тел различного состава и генезиса, структурной приуроченности вулканогенно-осадочных месторождений, вопросы формационного анализа рудовмещающих толщ, а также явления последующего метаморфизма и регенерации рудного вещества.

Изучением вулканогенно-осадочного рудообразования мне пришлось заниматься с 1955 г. на алтайских колчеданно-полиметаллических и кремнисто-железорудных месторождениях. Впоследствии, несмотря на выполнение других заданий, интерес к этой проблеме не ослабевал, и за прошедшие два десятилетия мне удалось ознакомиться со многими месторождениями и рудопроявлениями Казахстана, Урала, Забайкалья, Украины, Карелии и Кольского полуострова, а также ряда зарубежных стран (ГДР, ЧССР, Финляндии и др.). Накопленный материал распределен неравномерно; личными исследованиями, разумеется, не удалось охватить всего комплекса вулканогенно-осадочных месторождений. Полученные новые данные отражены главным образом при описании конкретных объектов. Во многих случаях проведенные работы, и в особенности изотопно-геохимические исследования, выполнявшиеся совместно с Э. В. Собоновичем, В. А. Лебедевой, О. В. Цюнь и другими, позволили определить синхронность процессов оруденения и вулканизма, их генетические связи, а также выявить наложение более поздних минеральных парагенезисов на вулканогенно-осадочные рудные залежи. Ряд существенно новых выводов (например, по железным рудам) получен не только на основании личного знакомства с большим количеством месторождений, но и путем пересмотра данных, накопленных другими исследователями.

При обобщении литературного материала выявилось, что для различных полезных ископаемых вулканогенно-осадочный рудогенез изучен по-разному: так, по месторождениям урана, ва-

надия и ряда других элементов имеются лишь единичные работы небольшого объема, тогда как по железным и колчеданным рудам вышел уже целый ряд монографий, а число статей измеряется многими сотнями. В списке литературы, к сожалению, не представилось возможным отразить все использованные и критически переработанные публикации.

В процессе исследований и работы над рукописью мне очень помогли консультации и советы, полученные в разное время от В. И. Смирнова, П. М. Татаринова, Д. В. Рундквиста, П. А. Строны, Г. А. Пельмского, Г. Ю. Рёслера, А. И. Семёнова. Трудности, связанные с широтой самой проблемы вулканогенно-осадочного рудообразования, были в некоторой мере компенсированы участием в подборе литературы и обработке данных моих друзей и товарищей по работе. Большую помощь оказало также обсуждение материалов, изложенных в книге, во время докладов на Ученом совете ВСЕГЕИ, во Фрайбергской горной академии, на ряде всесоюзных симпозиумов и совещаний. Рядом исследователей (Н. Н. Буданова, В. Б. Варганов, И. Б. Серавкин, А. М. Тарасенков, Х. Шеффлер) мне были любезно переданы для сравнения и обработки неопубликованные данные, что позволило устранить некоторые пробелы.

А. А. Иванова, А. Ф. Кирьяков и П. А. Страна прочли работу в рукописи. Сделанные ими замечания были по возможности учтены при подготовке работы к изданию. Отдельные разделы были прочитаны также В. И. Бергером, В. С. Домаревым, К. Б. Ильиным, Б. М. Михайловым, Е. В. Плющевым и М. Г. Хисамутдиновым. Всем им — моя искренняя признательность. Считаю своим приятным долгом отметить и большую работу, проделанную Е. З. Сухановой, Т. Г. Шабановой и особенно С. А. Федоровой, помогавших в оформлении рукописи.

Работа над книгой потребовала освоения различных, в том числе весьма далеко отстоящих друг от друга, ветвей геологических знаний. Основы этих знаний автор получил от своей матери и первого учителя — доцента Поповой Ангелины Дмитриевны, которой с благодарностью и посвящается этот скромный труд.

Хорошо сознавая возможные недостатки изложения, заранее выражаю благодарность всем исследователям, которые пожелают после ознакомления с книгой высказать о ней свои критические замечания.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЙ

В вулканогенно-осадочном процессе сложно перекрещиваются процессы эндогенные, происходящие в глубинных магматических очагах, с процессами поверхностного литогенеза.

*Н. М. Страхов, 1963 г.*

Надо оговориться, что мы вулканогенно-осадочными должны считать не только месторождения, залегающие в вулканических комплексах, но и все месторождения, для которых доказывается вулканический источник вещества, обусловившего их образование.

*Г. С. Дзоценидзе, 1965 г.*

Несмотря на обилие выходящих в последние годы печатных работ по вулканогенно-осадочному литогенезу и вулканогенно-осадочному рудообразованию, в геологической литературе еще не сложилось устойчивого представления о том, какие месторождения можно относить к вулканогенно-осадочным и как эти месторождения соотносятся с другими типами месторождений. Более того, до сих пор различные авторы употребляют в качестве синонимов такие термины, как «вулканогенно-осадочные», «эффузивно-осадочные», «эксгальационно-осадочные», «гидротермально-осадочные», «осадочно-метасоматические» месторождения, «месторождения скрещивания», «месторождения типа Лан-Диль» и др. В связи с этим представляется целесообразным хотя бы кратко рассмотреть основные понятия и термины, применяемые далее при изложении материала.

Применительно к вулканогенным месторождениям вообще, главным образом к месторождениям, непосредственно приуроченным к вулканическим аппаратам, основные понятия достаточно полно рассмотрены в работах В. И. Смирнова [273, 473], В. Н. Котляра [146, 147], П. М. Татарина и П. А. Строны [296, 302]. Учитывая, однако, что в понятие вулканогенно-осадочные попадают и месторождения, сформированные в значительном удалении от центров вулканической деятельности, представляется целесообразным уточнить определение, данное нами ранее [196, 453], и дать характеристику некоторым понятиям.

*Под вулканогенно-осадочными мы понимаем стратиформные месторождения с вулканическим источником рудного вещества, пластовая форма которых обусловлена локализацией в приповерхностных условиях при участии процессов сферы экзогенного литогенеза (хемогенного, кластогенного, инфильтрационного и другого осадконакопления).*

Термин «вулканогенно-осадочные» кажется нам предпочтительнее других, менее определенных (эффузивно-осадочные, эндогенно-экзогенные и т. п.), поскольку упоминает о связи оруденения с вулканизмом (вулканизм как причина появления материала для образования рудных тел) и ясно указывает на

## Классификация рудных залежей по условиям рудоотложения

Фации	Месторождения	
	приуроченные к участкам активного вулканизма	удаленные от активных вулканических зон
Открытого моря	Гидротермально-осадочные Гидротермально-инфильтрационные и гидротермально-метасоматические (субмаринные)	Биогенно- и хемогенно-осадочные (субмаринные) Осадочные и осадочно-диагенетические (в том числе латеритизированные пеплы)
Вулканических островных дуг	Эксгалационно- и хемогенно-осадочные (кратерно-озерные) Гидротермально-инфильтрационные (в грунтовых водах побережий) Пирокластические россыпи	
Наземные	Рудные потоки Металлоносные лавы Эксгалационно- и гидротермально-метасоматические Гидротермально-эксгалационные (фумарольно-сульфатные поля)	Хемогенно-осадочные (озерные) Инфильтрационные (бессточных впадин) Потоки рассеяния

ведущую роль экзогенных процессов при рудоотложении, определяющих морфологию рудных залежей и сами возможности реализации рудного процесса. Конечно, термин «осадочный» при понимании в буквальном смысле не охватывает все способы рудоотложения, однако определяет ведущий процесс и в этом отношении вполне приемлем.

Аналогичное мнение высказывают В. С. Домарев и З. А. Образцова [99]: «Отнесение многих месторождений в ту или иную группу, несомненно, останется дискуссионным, поэтому представляется целесообразным сохранить для них какое-то обобщающее классификационное название, которое в известной мере будет условным. В качестве такого обобщающего названия может остаться термин «вулканогенно-осадочные» месторождения, уже достаточно широко вошедший как в нашу, так и в зарубежную литературу».

Другие, более конкретные термины (эксгалационно-осадочные, Keratophygerze и т. п.) могут относиться к конкретным рудным телам либо определять формационную принадлежность оруденения, но непригодны для определения понятия о вулканогенно-осадочных месторождениях в целом.

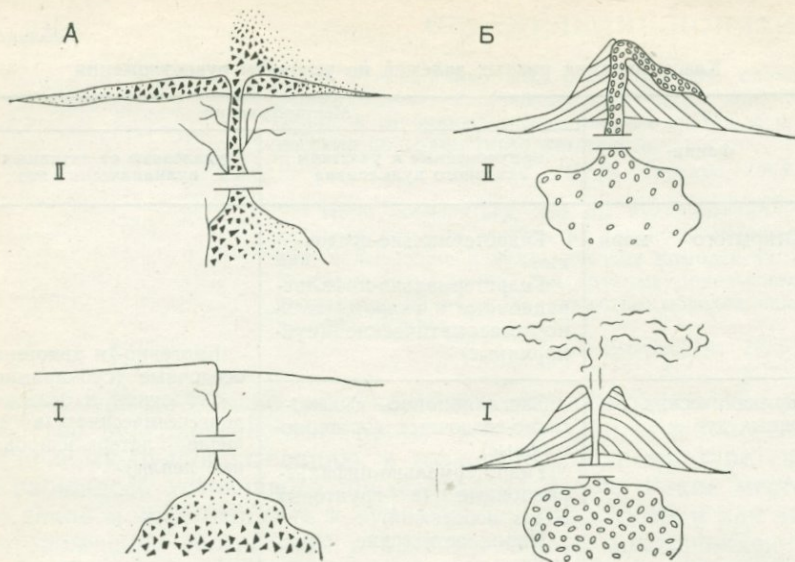
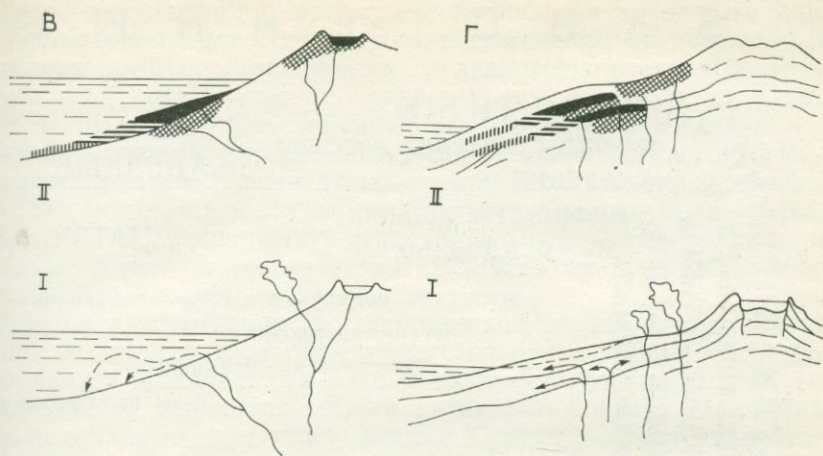


Рис. 1. Схемы формирования отдельных генетических

*А* — пирокластические россыпи (*I* — сегрегация тяжелых продуктов ранней кристаллизации в магматической камере, *II* — дифференциация пирокластики в процессе извержения); *Б* — металлоносные лавы и рудные потоки (*I* — ликвация магмы на две несмешивающиеся жидкости, подъем летучих соединений в верхнюю часть камеры, *II* — изливание расплава, обогащенного рудным компонентом); *В* — гидротермально-осадочные пласты (*I* — выход фумарол и гидротерм на донную поверхность озерных и морских бассейнов, *II* — отложение рудного вещества с дифференциацией его по составу в зави-

Приведенное определение умышленно сделано кратким. Изучение вулканогенно-осадочных месторождений показывает, что в строении их помимо стратиформных залежей участвуют рудные тела иной морфологии, отложившиеся как на поверхности, так и вблизи нее в различные стадии вулканического процесса.

Наиболее характерные примеры генезиса отдельных рудных тел в вулканогенно-осадочных месторождениях приведены в табл. 1. Заметим, что процессы, формирующие вулканогенно-осадочные месторождения, отличаются большим разнообразием и должны в каждом отдельном случае рассматриваться индивидуально. Наряду с эксгальационно-, гидротермально-осадочными и гидротермально-инфильтрационными рудными телами для ряда руд можно полагать преобладание в их образовании размыва фумарольно-гидротермальной коры выветривания, химического осаждения и сорбции, участия биогенных осадителей (бактерий и других микроорганизмов), поверхностного и близповерхностного метасоматизма, преобразования вулканического пепла в условиях образования тропических кор выветривания в карстовых областях и даже таких на первый взгляд экзотических явлений, как появление рудных потоков, вытекающих прямо из жерла вулкана и побочных кратеров, или образование пирокластических россыпей (рис. 1). При описании месторож-



типов рудных залежей вулканогенно-осадочных месторождений.

симости от условий осадконакопления; околорудный метасоматизм на участках разгрузки водно-газовых струй); Г — гидротермально-инфильтрационные и гидротермально-метасоматические залежи (I — разгрузка фумарол и гидротерм в зависимости от водоносных и водоупорных горизонтов, а также литолого-геохимических барьеров, II — инфильтрация рудного вещества в нелитифицированных водонасыщенных осадках и метасоматическое замещение плотных пород).

дений роль этих процессов будет показана более определенно.

Переход стратиформных залежей в секущие тела, зоны вкрапленности или метасоматические залежи неправильной формы довольно часто наблюдается в пределах одного вулканогенно-осадочного месторождения или одного рудного поля. Это предопределяет непосредственную связь вулканогенно-осадочных, субвулканических гидротермальных и эксгалиационных близповерхностных месторождений. При изучении вулканоплутонических комплексов, как было показано на примере Горного Алтая, иногда удается выявить связь между вулканогенно-осадочными и скарновыми («контактово-метасоматическими») месторождениями, формирующимися в одно и то же время на разных уровнях от дневной поверхности [452]. Менее определена связь с группой так называемых телетермальных месторождений, являющихся, возможно, во многих случаях вариантом «субвулканических» гидротермально-осадочных месторождений в рифтовых зонах (типа современных отложений Красного моря).

Сравнивая месторождения, связанные с вулканическими формациями, с другими типами месторождений, П. М. Татарин и П. А. Страна указывали: «Эта группа не имеет, да и не может иметь совершенно точных и четких границ ни с экзоген-

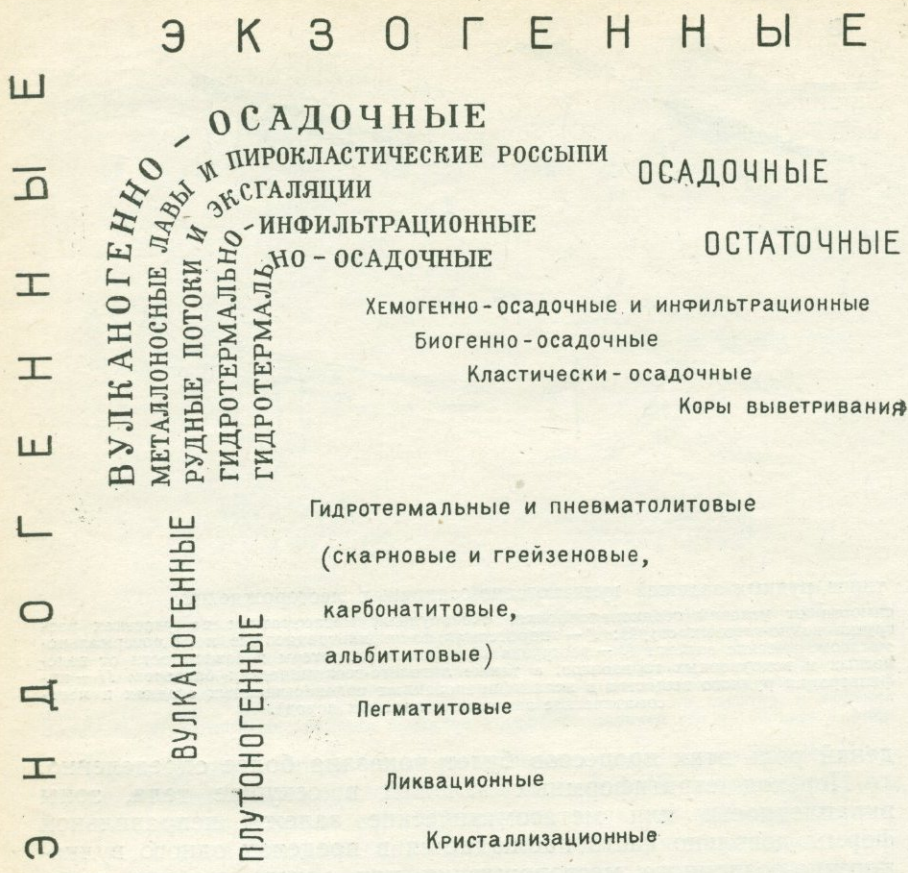


Рис. 2. Положение вулканогенно-осадочных месторождений в общей классификации.

ными образованиями ... ни с месторождениями, связанными с интрузивными формациями» [302, с. 10].

Соотношение месторождений различных типов и объем понятия вулканогенно-осадочные месторождения, принятый в данной работе, показаны на рис. 2.

Большое разнообразие физико-химических условий сферы вулканогенно-осадочного литогенеза предопределяет сложную, но обычно четко выраженную зональность рудоотложения. Выделяются: а) горизонтальная или латеральная и б) вертикальная зональность. Первая обусловлена как средой осадконакопления, так и структурно-петрологическими причинами (удаленность от магматического очага); в последнем случае она может быть сходной в последовательности с вертикальной зонально-

стью, выраженной в преимущественной приуроченности одних рудных элементов к поверхностным залежам, а других к близповерхностным. Для многих вулканогенно-осадочных месторождений (например, колчеданно-полиметаллических) удается выделить еще и пульсационную зональность, выраженную в наложении новых минеральных парагенезисов на уже сформированные рудные залежи. Наконец, при рассмотрении смены в составе и генезисе вулканогенно-осадочных рудных залежей в связи с ритмичностью осадочно-вулканогенных толщ и этапами геотектонического развития можно говорить об эволюционной зональности.

При рассмотрении геотектонической позиции вулканических поясов мы пользовались представлениями Ю. А. Билибина о ранних и начальных этапах развития геосинклиналей (или собственно геосинклиналиного развития), а также о поздних и конечных (или орогенных) этапах. Структуры типа зон тектономагматической активизации (ТМА) рассматривались нами применительно к определению, предложенному А. Д. Щегловым [343]. В ряде случаев, особенно при рассмотрении железорудных и полиметаллических месторождений, сделано различие между вулканизмом *первичных* геосинклиналей, заложенных на существенно симатической коре, и *вторичных* геосинклиналей, развивающихся на уже сформированной мощной сиалической коре [304]. Учитывая сложность формационного расчленения осадочно-вулканогенных толщ на границе молодых раннегеосинклинальных прогибов с орогенными структурами предыдущих геосинклинальных циклов, в работе используется также термин «*пригеосинклинальные прогибы*», предложенный В. С. Мелещенко и Э. Н. Яновым [175].

Особо следует остановиться на понятии о *безынверсионных (рифтогенных) геосинклиналях* — термине, предложенном автором [181] и не являющимся общепринятым. Под ними понимаются вулканические трогы, не испытавшие инверсии и гранитообразования, длительность развития которых соизмерима с полнопроявленными геосинклинальными циклами. Для них не характерна голоморфная складчатость, и наблюдающиеся в них дислокации обусловлены горизонтальным перемещением окружающих их жестких блоков, приводящих к образованию надвиговых структур. Эволюция вулканизма безынверсионных эвгеосинклиналей носит антидромный характер в противоположность гомодромному развитию магматизма геосинклиналей (складчатых областей). Это связано со все большим участием мантийного вещества при переработке и поглощении обрушенных блоков сиалической коры в процессе растяжения земной коры и формирования прогибов, что находит свое отражение и в их металлогении.

Как будет показано ниже, именно в безынверсионных геосинклиналях образуются крупнейшие вулканогенно-осадочные

месторождения самородной меди, кобальто-медистых сланцев, а в периферической их части — медно-никелевые месторождения в расслоенных интрузиях гипербазитов и др. В целом металлогеническая специализация этих структур обусловлена наличием в них только ультрабазито-базитового магматизма при практически полном отсутствии кислых магматических образований, развивающихся в обрамлении. Безынверсионные эвгеосинклинали являются характерными структурами докембрия (Печенгско-Варзугская зона Балтийского щита, зона Норсмен-Лавертон-Уилун Австралийского щита, прогиб Кивино Канадского щита и др.). В фанерозое по мере консолидации земной коры они, по-видимому, сменяются структурами тектоно-магматической активизации, но ряд структур, причисляемых иногда к авлакогенам, например Норильско-Хараелахский прогиб на северо-западной окраине Сибирской платформы, или такие специфические прогибы, как Жалаир-Найманская зона Южного Казахстана, также могут быть уверенно отнесены к разряду безынверсионных эвгеосинклиналей.

В геологической литературе, посвященной вулканогенно-осадочным месторождениям и палеовулканизму, зачастую встречается излишне свободное использование терминов и понятий, заимствованных у вулканологов. Это особенно относится к терминам: эксгаляции, фумаролы и сольфатары, туфолавы и игнимбриты, туфобрекчии и туфоконгломераты и т. д. В данной работе под термином «эксгаляция» понимается только газовая фаза, что резко ограничивает понятие об эксгаляционно-осадочных рудных телах, образование которых трудно, а иногда и невозможно представить себе в субмаринных условиях. Эксгаляции непосредственно связаны с фумарольной деятельностью (вулканическими дымами, от лат. *fuma* — дым). При описании современных вулканических процессов среди фумарол различают высокотемпературные галоидные (собственно фумаролы), сероводородные (сольфатары) и углекислые (мофетты). В геологической литературе прижились только первые два термина, употребляемые обычно без их истинного значения, часто как синонимы. Вследствие неполноты данных, полученных при палеовулканических исследованиях, мы будем называть фумаролами все газовые эманации, независимо от их состава, а в случае невозможности разделения газовых и гидротермальных струй, говорить о фумарольно-гидротермальной деятельности.

Краткость изложения не позволяет подробно остановиться на дискуссиях, продолжающихся вокруг названий эффузивных и пирокластических пород. Известные выступления Е. К. Устиева ясно показали путаницу, возникшую в процессе развития двойной номенклатуры эффузивных пород: это по возможности учтено в дальнейшем изложении. Что касается пирокластических пород, то развернутые и обоснованные классификации вулканологов и геологов, изучающих кайнозойские вулканогенные

образования (В. И. Влодавец, Е. Ф. Малеев и другие), чрезвычайно трудно приложимы к древним породам. В связи с этим при их наименовании мы следовали главным образом работе В. С. Коптева-Дворникова и др. [142] с учетом фациальной принадлежности пород в соответствии с обобщениями, проведенными Д. В. Наливкиным [192] и коллективом палеовулканологов ВСЕГЕИ [138].

Особо следует упомянуть об игнимбритах, шаровых и подушечных лавах. Не вдаваясь в дискуссию о генезисе этих пород, достаточно полно освещенную В. И. Влодавцем [49] и В. А. Заварицким [111], укажем, что независимо от того, будем ли мы считать игнимбриту продукты «палящих туч», по А. Маршаллу, или результатом ликвации лавового потока, по А. Стейнеру, примем ли представление о влиянии морской воды на образование «шаров» и «подушек» и последующем заполнении пустот гидротермальным кремнеземом, или также остановимся на ликвационной гипотезе — во всех случаях эти породы свидетельствуют о перенасыщенности магмы летучими компонентами. Неудивительно, что изучение рудных полей вулканогенно-осадочных месторождений, залегающих среди эффузивных толщ, постоянно дает нам сведения о наличии упомянутых пород. В отношении игнимбритов первым на это обстоятельство обратил внимание К. Офтедаль [443]. Использование подушечных лав в целях расшифровки структур рудных полей в раннегеосинклинальных формациях хорошо показано Н. С. Скрипченко [271] и подтверждено нами в Карелии. Опыт работ на железорудных месторождениях Алтая, залегающих в орогенных вулканических формациях, свидетельствует о хороших возможностях использования в этих целях и игнимбритов [232].

Весьма важным для изучения месторождений является, как известно, исследование окологорудных изменений пород. Номенклатура этих пород до настоящего времени, к сожалению, разработана недостаточно. Гидротермально измененные породы вулканических построек, формирующиеся в стадию затухания вулканической деятельности, Н. И. Наковник и его последователи именуют «вторичными кварцитами». Столь же широко рядом исследователей (В. Л. Русинов, Э. В. Жаров и другие) употребляется термин «пропилит», под которым Д. С. Коржинский и М. М. Василевский предлагают понимать лишь продукты регионального дорудного зеленокаменного гидротермального метаморфизма. Достаточно широко практикуется и понятие о гидротермальной аргиллизации (Г. Т. Волостных и другие) и аргиллизитах, тесно связанных со вторичными кварцитами. Понимая вторичные кварциты как специфическую формацию, сопоставимую по значению с грейзенами и скарнами, их предлагали называть казахитами, гидротермальными кварцитами и корнакитами (в честь Д. С. Коржинского и Н. И. Наковника), однако новые термины не являются общепринятыми. В связи

с этим вслед за Н. И. Наквником [191], подробно рассмотревшим соотношение вторичных кварцитов, пропилитов и аргиллизитов в применении к их первоначальным понятиям, и в соответствии с классификацией, предложенной Д. В. Рундквистом и И. Г. Павловой [260], в книге употребляются именно эти термины, а в большинстве случаев метасоматические и другие околорудные процессы описываются по тем минеральным парагенезисам, которые приходят на смену исходным горным породам или отлагаются вблизи рудных тел.

Одной из причин, осложняющих познание вулканогенно-осадочного рудогенеза, является последующий метаморфизм руд и вмещающих пород. Сюда относятся региональный (в особенности в докембрийских складчатых областях), плутогенный и контактовый метаморфизм, приводящий к конвергентности вулканогенно-осадочных и скарновых руд, а также наложение на первично-осадочные руды более поздних рудообразующих процессов. Применяемая при описании этих явлений терминология в большинстве случаев является общепринятой, определенные трудности связаны лишь с представлением о скарнировании, которое понимается одними исследователями как биметасоматические преобразования силикатных и карбонатных пород под воздействием постмагматических растворов, другими более широко — как образование скарновых минеральных парагенезисов при любых процессах, включая и региональный метаморфизм. В работе использован второй вариант понимания термина, поскольку многие из «скарновых» месторождений (в особенности докембрийских) оказались регионально метаморфизованными вулканогенно-осадочными (т. е. первоначально пропилитовыми, аргиллизитовыми, вторично кварцитовыми, а не скарновыми), сюда же, по-видимому, относятся и месторождения Швеции, где скарны были впервые выделены как горная порода. Применяемый рядом геологов для регионально метаморфических скарнов термин «тактит» не является общеупотребительным, к тому же первоначально он употреблен как раз для биметасоматических околоскарновых метасоматических пород, т. е. скарнов в «классическом» понимании.

Несмотря на большое разнообразие конкретных способов образования рудных тел вулканогенно-осадочных месторождений, в целом намечаются три большие группы месторождений, достаточно отчетливо обособляющихся друг от друга как по характеру образующего их эндогенного вещества, так и по способу и степени его экзогенной переработки. В первую группу объединяются месторождения, возникшие главным образом за счет миграции и отложения петрогенных и рудных элементов в сфере вулканогенно-осадочного литогенеза (месторождения кремнезема и фосфора, железа и марганца, меди, свинца, цинка и др.). Полезными ископаемыми здесь являются простые соединения (окислы, сульфиды, соли) и самородные элементы (сера, медь).

Вторую группу составляют месторождения минеральных агрегатов (главным образом алюмосиликатов, частью алюмосульфатов и др.), возникающих при преобразовании вулканического материала в процессе автометаморфизма и реакций с гидросферой. Сюда относятся в первую очередь монтмориллонитовые глины, целый ряд месторождений каолинитов и, возможно, некоторые другие скопления высокоглиноземистого сырья. Наконец, в третью группу объединяются месторождения, представленные самими вулканическими образованиями (породами, отчасти мономинеральными скоплениями), практически не испытывавшими сколько-нибудь глубоких преобразований, а лишь сортировку при экзогенной (эоловой и водной), а также эндогенной (сегрегационной, ликвационной) дифференциации.

Дальнейшее разделение месторождений для удобства пользования книгой произведено по сырьевому признаку в связи с чем рудные потоки и металлоносные лавы (часть месторождений железа, меди, серы) условно включены вместо третьей в первую группу.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СФОРМИРОВАННЫЕ ГЛАВНЫМ ОБРАЗОМ ПУТЕМ ОТЛОЖЕНИЯ ПРОДУКТОВ ГИДРОТЕРМ И ЭКСГАЛЯЦИЙ В ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ УСЛОВИЯХ

В эту группу объединены вулканогенно-осадочные месторождения петрогенных и некоторых типично рудных элементов, накапливающихся в ходе взаимодействия вулканизма и процессов нормального осадконакопления в форме простых соединений (окислы, сульфиды, отчасти соли), реже в элементарной форме. При расширении круга месторождений, для которых можно предположить вулканогенно-осадочное происхождение, в эту группу войдут, по-видимому, месторождения урана, различных ископаемых солей, возможно, флюорита. Вместе с тем она, вероятно, распадется на несколько групп в силу известной неоднородности вошедших в нее видов месторождений по признаку приуроченности к вулканитам определенного состава и палеогеографическим условиям рудоотложения (дно моря, островные дуги, континент) или, как сумма этих факторов, по приуроченности к определенным этапам геотектонического развития структур. Хотя известные месторождения этой группы локализованы главным образом в пределах складчатых областей, нетрудно заметить, что накопление вулканогенно-осадочных силицилитов и фосфоритов характерно в основном для ранних этапов геосинклинального развития. Месторождения железа, меди, свинца, марганца и цинка также свойственны для геосинклинальной стадии, однако часть их сформирована в орогенах, месторождения сурьмы и ртути более характерны для поздних этапов, а месторождения серы и боратов формируются только на орогенной стадии развития. Конечно, намеченный нами ряд достаточно условен, поскольку даже генезис отдельных месторождений не всегда полностью соответствует заголовку раздела (например, магнетитовые или серные потоки, кремниевое перерождение пелловых туфов в процессе метасоматизма и др.).

## Месторождения фосфоритов и силицилитов

В настоящее время можно с уверенностью говорить о продуктах вулканической деятельности как основном источнике кремнезема в морской воде.

*Л. И. Красный, А. И. Жамойда,  
А. И. Моисеева, 1962 г.*

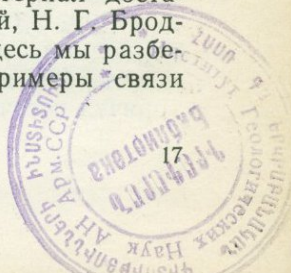
Есть много оснований допускать, что вместе с кремнеземом в воды бассейнов вулканических областей приносилось и фосфатное вещество.

*Э. А. Еганов, 1968 г.*

Промышленные концентрации фосфора и кремнезема вулканогенно-осадочного генезиса образуют как самостоятельные скопления, так и залежи, тесно связанные с железными и марганцевыми рудами.

3013  
Экономическое значение этих месторождений достаточно велико. Около 74% мирового производства фосфатов приходится на морские фосфориты [435], из которых для многих крупнейших месторождений и рудных районов (Каратау, Фосфория, Грин-Ривер, Хубсугул и др.) доказано или предполагается вулканогенно-осадочное происхождение. При этом роль геосинклинальных пластовых фосфоритов, связь которых с вулканизмом прослеживается наиболее определенно, неуклонно возрастает за счет уменьшения значения вырабатываемых месторождений платформенных желваковых фосфоритов. По отношению к кремнезему общую оценку дать труднее, однако данные геологов Японии [411], где в префектуре Акитана из пластов вулканогенно-осадочных диатомитов среди миоценовых и плейстоценовых туфов добывается около 95% всего получаемого в этой стране кремнистого сырья, говорят сами за себя.

Хотя попытки приложения вулканогенно-осадочной теории рудообразования к месторождениям фосфоритов относятся еще к началу 40—50-х годов [337, 361, 383, 431], а по отношению к кремнистым осадкам высказывались еще на рубеже XIX—XX в. [381, 407, 428, 482], до середины 60-х годов среди геологов-практиков безраздельно господствовала хемогенно-осадочная теория происхождения этих месторождений. В последние два десятилетия накоплен значительный материал, базирующийся как на вулканологических исследованиях, так и на экспериментальных данных, объясняющий приуроченность многих вновь выявленных месторождений фосфоритов и кремнистых пород к осадочно-вулканогенным формациям. Этот материал достаточно полно рассмотрен в работах И. В. Хворовой, Н. Г. Бродской и М. Н. Ильинской [71, 216], в связи с чем здесь мы разберем лишь некоторые наиболее существенные примеры связи фосфато- и кремненакопления с вулканизмом.



Один из наиболее убедительных примеров описан П. Л. Безруковым и др. [321] по данным, полученным во время рейса «Витязя» весной 1968 г. В системе Срединно-Тихоокеанских гор, к западу от Гавайских островов, с различных глубин (от 1290 до 6160 м) были взяты крупные образцы фосфатизированных базальтов и их туфов, кремнисто-фосфатных пород и железисто-марганцевых конкреций. Содержание  $P_2O_5$  в фосфоритах высокое (20—32%). Наиболее интересным с точки зрения генезиса является тонкое переслаивание фторапатита с железисто-кремнистым агрегатом, а также наличие прослоев фосфата в железисто-марганцевых конкрециях, ядра которых также представлены фосфатосодержащими породами. Таким образом, фосфатизация вулканогенных пород (и связанных с ними органогенных известняков) четко фиксирована во времени как происходившая *после извержения лавового и пирокластического материала*, поскольку фосфатизирована уже отложившаяся пирокластика, но несколько ранее и частью *одновременно с поступлением в бассейн высокожелезистых гидротерм*. Выявленная площадь современного фосфатонакопления имеет по предварительным данным грандиозные размеры (порядка  $2 \times 2,5$  тыс. км) и, таким образом, не относится к разряду минералогических казусов.

Вулканогенно-осадочный генезис имеют и фосфатистые породы подводного хр. Ян-Майен в Северной Атлантике, описанные Г. С. Хариним [322]. Здесь на допалеогеновом сланцевом комплексе залегают фосфорносные миоцен-четвертичные туфогенные аргиллиты, алевропесчаники и известняки. Наиболее богатые фосфором породы (до 10,3%  $P_2O_5$ ) — алевропелитовые туффиты, состоящие из обломков плагиоклаза, роговой обманки, вулканического стекла. Мелкие округлые выделения фосфата находятся в тесном сростании с глинистыми минералами. Подобно фосфоритам Тихого океана фосфористые породы хр. Ян-Майен также отложены на вершинах подвижных гор, сложенных комплексом базальтоидов, имеющих щелочной уклон. В парагенезисе с фосфатами шло накопление высокожелезистых пород, выявленных на склонах хребта. Интересно, что и сами «материнские» трахибазальты богаты фосфором (0,75—1,17%  $P_2O_5$ ), локализованным в форме мелких зерен апатита, включенных в плагиоклаз.

Систематические определения содержаний фосфора в современных вулканических гидротермах и эксгаляциях не проводились, однако имеющиеся примеры связи высоких концентраций фосфора в морской воде с поступлением из эндогенных источников вполне убедительны. Т. Окада [445] наблюдал возрастание содержания фосфора в воде, окружающей только что возникший после извержения о. Ивозима-Сенто, до 0,5—0,6 мг/л. Сходные данные были получены М. Бульяном [369] в Средиземном и Карибском морях. К. К. Зеленов [116, 117] зафиксировал после извержения в воде кальдерного озера на о. Симушир концентрации  $P_2O_5$  2,12 мг/л, а во взвесах, собранных в районе выхода подводных газовых струй вулкана Бана Вуху, до 7%. Г. С. Дзюцендзе [94] приводит данные Р. Ван-Беммелена об отложениях горячих источников Тжиатер на о. Ява, где верхняя часть 10-ме-

тровой толщи ярозита и окислов железа сложена пористым фосфатным туфом с содержанием  $P_2O_5$  до 20 %.

Привнос фосфора в бассейн вулканогенно-осадочной седиментации за счет фумарольно-гидротермальной эксгаляционной деятельности является не единственным способом и, может быть, даже не самым главным. Как показали исследования И. И. Гущенко [87], фосфор может сорбироваться на поверхности пепловых частиц в количестве до 0,18%, легко освобождаясь вслед за их осаждением, в особенности в присутствии карбонатов и бикарбонатов щелочных металлов.

Еще определеннее связь фосфорных руд с вулканизмом является при изучении самих месторождений. Наиболее полной сводкой по этому вопросу являются работы Н. Г. Бродской и М. Н. Ильинской [28, 29, 216], обобщивших данные по вулканогенно-осадочным фосфоритам земного шара, а также монографии Э. А. Еганова [102, 103].

Примером месторождений, локализованных в вулканогенно-осадочных толщах, может служить Тамалыкское месторождение в Кузнецком Алатау. Район месторождения приурочен к северо-западному крылу крупной Теренсинской антиклинали, сложенной образованиями верхнего протерозоя и кембрия. В ранние этапы развития каледонской геосинклинали здесь располагалась подвижная зона, примыкающая к Батеневскому поднятию, где аналоги рудовмещающих толщ рифея и кембрия представлены чисто карбонатными образованиями. В районе месторождения (рис. 3), по данным выявившего и изучившего его А. К. Мкртычяна [185], рудовмещающая тамалыкская свита имеет следующий разрез (снизу вверх):

1) вулканогенно-кремнистая пачка — углеродистые кремнисто-глинистые сланцы с прослоями и линзами диабазов и их туфов, силицилитов, редко известняков. В сланцах маломощная (0,3—0,5 м) линза кремнистых фосфоритов (5—8%  $P_2O_5$ ). Мощность пачки до 120 м;

2) фосфоритоносная пачка — углеродистые глинисто-кремнистые сланцы, силицилиты (в том числе спонголиты и радиоляриты), фосфатсодержащие доломитовые известняки (0,2—0,9%  $P_2O_5$ ), диабазы и их туфы, линзы и пласты кремнистых и карбонатно-кремнистых фосфоритов (10—30%  $P_2O_5$ ), линзы марганцовистых доломитовых известняков (до 8% MnO). Мощность пачки 100—300 м;

3) кремнистая пачка — силицилиты, частью органогенные, углеродистые глинисто-кремнистые сланцы с линзами доломитовых известняков. Мощность 20—150 м;

4) вулканогенная пачка — андезито-диабазы и их туфы с линзами углисто-кремнистых сланцев и известняков. Мощность 250 м.

В целом для пород свиты характерна повышенная кремнистость, значительная примесь углеродистого\* вещества в осадочных породах, несколько повышенная радиоактивность и ва-

\* Состав и генезис углеродистого вещества, большей частью превращенного в графит, недостаточно изучен. Судя по постоянному присутствию его в туфах и туффилах, можно полагать для него эндогенный источник. См. также гл. IV.

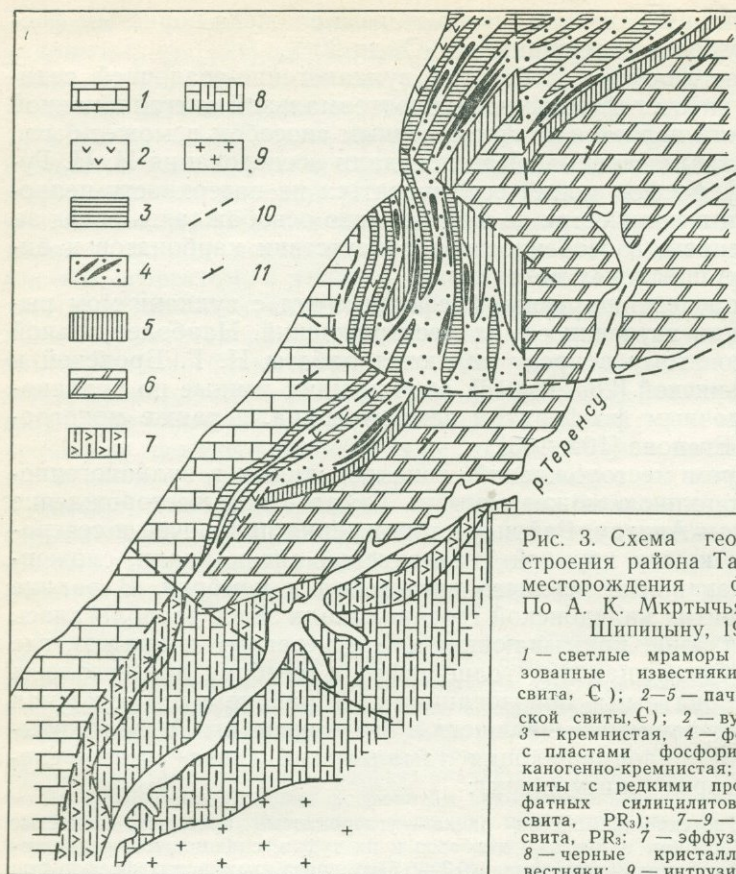


Рис. 3. Схема геологического строения района Тамалыкского месторождения фосфоритов. По А. К. Мкртычяну, В. А. Шнилицыну, 1968 г.

1 — светлые мраморы и мраморизованные известняки (усинская свита, С); 2 — пачки тамалыкской свиты, С; 3 — вулканогенная, 4 — кремнистая, 5 — фосфатноносная с пластами фосфоритов, 6 — вулканогенно-кремнистая; 7 — доломиты с редкими прослоями фосфатных силицилитов (багзасская свита, PR<sub>1</sub>); 8 — эффузивы, сланцы, 9 — черные кристаллические известняки; 10 — интрузивные образования; 11 — элементы залегания слоистости.

надиенность (до 1% V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), а также железистость (наличие многочисленных тонких слоев пирита и гематита). Вулканогенные образования, как сами эффузивы и их туфы, так и примесь туфогенного материала в осадочных породах, встречаются повсеместно; карбонатные породы характерны главным образом для фосфоритовой пачки.

Участок Тамалыкского месторождения имеет длину около 12 км при ширине 1—3 км. Фосфоритовые пласты мощностью до 20—30 км падают на северо-запад под углом 40—80°, концентрируются в 3 горизонта с длинной отдельных линз внутри них от нескольких сотен метров до нескольких километров. Широко развиты вторичные руды — фосфатные брекчии с обломками сланцев, эффузивов и фосфоритов, сцементированных кремнисто-карбонатным цементом, также залегающие в виде линейных тел, субпараллельных основным пластам.

Преобладающая часть руд на месторождении представляет собой слоистые и массивные тонкокристаллические фосфориты, состоящие из фосфата и кварца (иногда халцедона) с примесью мусковита, находящихся в тесном срастании друг с другом. Макроскопически это темно-серые или черные плотные породы, не отличающиеся по внешнему виду от чисто кремнистых прослоев. Фосфаты частично перекристаллизованы в апатит, образующий тонкие слойки или рассеянный в виде порфиробластов в кремнистой массе. Почти всегда присутствуют в небольшом количестве гидроокислы железа и окислы марганца. Содержание  $P_2O_5$  в рудах этого типа 12—25%, иногда до 30%. С глубиной в фосфоритах появляется кальцит, а также тонкие слойки и линзочки доломитового и марганцовистого известняка, при этом содержание  $P_2O_5$  падает до 10—15%.

Менее распространены песчаные и гравелитовые («копролитовидные») фосфориты. Из них первые представляют собой светлые мелкозернистые породы массивной текстуры, состоящие в основном из обломков кварца, сцементированных фосфатным цементом. «Копролитовидные» фосфориты — темно-серые до черных брекчиевидные образования из мелких (5—6 мм) угловатых обломков кремнистого фосфорита и кварцево-фосфатогликоидного цемента с многочисленными округлыми стяжениями (0,5—2,5 мм), представляющими собой тонкодисперсное срастание углеродистого вещества и фосфата с тончайшей оторочкой из апатита. Приуроченность двух последних типов руд к какому-либо определенному участку месторождения и месту в разрезе не отмечается. Запасы фосфоритов на Тамалыкском месторождении по предварительным данным составляют около 50 млн. т [320].

С точки зрения сингенетичности и синхронности образования фосфоритовых пластов и вмещающих осадочно-вулканогенных толщ наиболее примечательным представляется наличие осадочных конгломерато-брекчий с обломками доломитов, известняков и почти мономинеральных фосфоритов. О связи процесса фосфатонакопления с вулканизмом свидетельствуют постоянная примесь во всех породах туфогенного материала и тесная ассоциация фосфатов с кремнистым веществом.

Другим примером может служить участок Верхняя Джаводи (рис. 4) в Удско-Селемджинском междуречье (Южное Приморье, Дальний Восток), описание которого приводится по данным Ю. И. Щербины [102]. Фосфатоносные осадочно-вулканогенные толщи выделяются здесь в олигданскую свиту раннекембрийского возраста, имеющую мощность до 2 км, в которой известны уже около 80 фосфатопоявлений, а также многочисленные проявления пластовых гематито-магнетитовых и марганцевых руд. В разрезе свиты преобладают кремнистые сланцы, яшмы и кварциты. Лавы щелочных базальтов, прослои их туфов и вулканических стекол развиты неравномерно, то преобла-

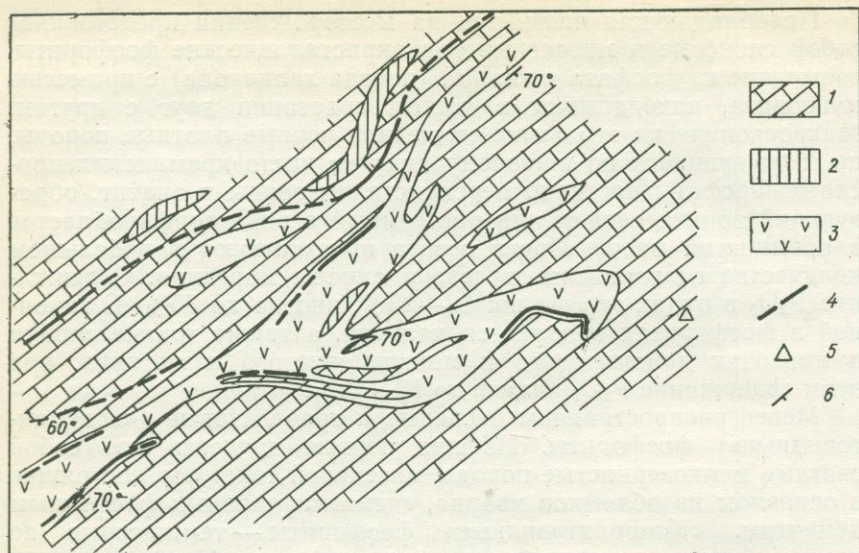


Рис. 4. Схема геологического строения фосфатопоявления Верхняя Джаводи. По М. М. Швареву, 1967 г.

1 — известняки; 2 — яшмы; 3 — вулканогенные породы основного состава; 4 — слои фосфоритов, прослеженные и предполагаемые; 5 — магнетитовые руды в коренном залегании; 6 — элементы залегания.

дая в разрезе, то залегая в виде отдельных пластов. Значительно развиты линзы и массивы рифовых известняков. «Фосфоритами» являются, в сущности, все упомянутые породы, повсеместно обогащенные фосфором, в особенности на контактах кремнистых и карбонатных пород.

Участок Верхняя Джаводи приурочен к центральной части массива рифовых известняков, вмещающего крупные линзы яшм и витрокластических туфов основного состава с прослоями кремнистых сланцев. Фосфатоносные горизонты мощностью от 0,6 м до нескольких метров расположены внутри известняков и витрокластических туфов и прослежены непрерывно на 200—600 м при общей длине их по простиранию около 2,5 км. Представлены они седиментационными фосфатными брекчиями и массивными фосфоритами. Брекчии состоят из различных по размерам обломков известняков, яшм, кремнистых пород, в меньшей степени эффузивов и кремнистых фосфоритов, сцементированных фосфатами или фосфато-кремнистым цементом. Массивные фосфориты — черные плотные породы с пелитоморфной, реже оолитово-зернистой структурой. Отмечены также желваковые фосфориты, связующей массой которых служит вулканическое стекло. Содержание  $P_2O_5$  (по бороздовым пробам) составляет

16,2—17,8%, но на других участках выявлены и более богатые руды (до 39%  $P_2O_5$ ). Переход руд к вмещающим породам как резкий, так и постепенный. Участок Верхняя Джаводи, как и другие рудопроявления Южного Приморья, изучен еще недостаточно, однако имеющиеся данные свидетельствуют о значительных масштабах фосфатонакопления в этом районе в период накопления нижнекембрийских карбонатно-вулканогенных толщ, развитых на площади протяженностью около 200 км. Отложение фосфатов шло, по-видимому, как седиментационным, так и метасоматическим путем, в обоих случаях будучи синхронным вулканизму — об этом свидетельствует наличие седиментационных брекчий с обломками уже образованных фосфоритов и фосфатным цементом.

Кремнистые породы или силицилиты образуют мощные накопления как в зонах активного вулканизма, так и в удалении от них. Образуются они и вне связи с вулканизмом (например, озерные диатомиты, трепелы и опоки на платформах), впрочем, для морских отложений и в этих случаях вероятно косвенное влияние вулканизма на повышение общего баланса кремнезема в океанах [71, 106, 148]. Литература по условиям образования кремнистых пород обширна, однако, за редкими исключениями, тенденциозна и обычно отдает предпочтение или доказательству связи кремненакопления и вулканизма или полному отрицанию ее. Как справедливо замечает И. В. Хворова [216], чаще всего дискуссия сбивается на противопоставление «вулканогенной» и «биогенной» гипотез, хотя, как это убедительно показано для колчеданных месторождений [271] и как мы увидим ниже в отношении силицилитов, они отнюдь не исключают друг друга. Вопрос усложняется отсутствием общепринятой номенклатуры для кремнистых пород, а также конвергентностью отложений различного генезиса, в особенности метаморфизованных.

Активный вынос растворенного кремнезема вулканическими гидротермами и поствулканическими горячими источниками хорошо известен. Достаточно напомнить о гейзеритах Новой Зеландии и Йеллоустонского национального парка США, а также об уже цитировавшихся наблюдениях над современной гидротермальной деятельностью в районах вулканов Санторин, Бана Вуху и др. [33, 116, 247].

В ряде случаев концентрации кремнезема в водах термальных источников вулканических областей весьма высоки, например в кальдере Узон на Камчатке зафиксированы содержания до 400 мг/л [54]. В морской воде над термальными источниками Красного моря на глубинах 2000—2100 м определено содержание кремнезема свыше 600 мг/л [437]. Особенно высокие концентрации характерны для щелочных хлоридно-натриевых вод, а также для кислых сульфатных и сульфатно-хлоридных. Судя по экспериментальным данным, в щелочных растворах кремне-

кислота находится в ионной форме, а в кислых — в виде поликислот и солей, а также в виде коллоидно-дисперсной взвеси и аморфного кремнезема, имеющего растворимость в десятки раз более высокую, чем у кварца [141, 287]. В перегретом паре, по данным Г. У. Мори, при 667 кгс/см<sup>2</sup> и 500° С растворимость SiO<sub>2</sub> достигает 0,135 вес. %.

Нетрудно увидеть, что при глубоководных извержениях хемогенная садка кремнезема будет, таким образом, обеспечена за счет смешения фумарол с морской водой, а в близповерхностных условиях — за счет перепада температур и давления. Однако наблюдения показывают, что накопление кремнезема около выходов вулканических гидротерм возможно и при меньших концентрациях. Так, по данным З. В. Пушкиной, содержание SiO<sub>2</sub> в воде над фумарольными полями вулкана Санторин составляет 10—14 мг/л, в то время как в окружающей морской воде его на 2 порядка меньше (0,14—0,19 мг/л), что достаточно убедительно свидетельствует о привносе кремнезема гидротермами. Вместе с тем эти концентрации весьма далеки от насыщения и в его отложении активную роль играют кремниевые организмы [33].

Надо подчеркнуть, что перенос и миграция кремнезема вулканического происхождения в морских бассейнах может осуществляться на значительные расстояния, о чем убедительно свидетельствуют наблюдения В. В. Синюкова [269], отмечавшего двадцатикратное увеличение содержания SiO<sub>2</sub> в морской воде на расстоянии до 200 км от вулкана Капелиньош (Азорские острова) во время его извержения. Определенную роль в питании морских бассейнов растворенным кремнеземом играет и эоловая дифференциация пепловых частиц, разносимых на далекие расстояния (рис. 5).

Суммируя данные по способам образования стратиформных залежей кремнистых пород в связи с вулканогенно-осадочным процессом, можно выявить следующие варианты:

а) хемогенное накопление, главным образом за счет высачивания высококремнистых гидротерм в субмаринных условиях как в непосредственной связи с вулканизмом, так и в удалении от очагов активной вулканической деятельности;

б) преобразование вулканического пепла как при поствулканической гидротермальной деятельности, так и частично путем усвоения кремния организмами, использующими его для постройки скелета (с последующим растворением и частичным переотложением кремнезема при эпигенезе);

в) существенно биогенное отложение за счет усвоения кремнезема, предварительно растворенного в морской воде.

Тесная взаимосвязь этих процессов не всегда позволяет решить, какой из них является преобладающим, однако в целом можно наметить определенную эволюцию типа кремненакопления в земной коре [71] от преобладания хемогенного накопле-

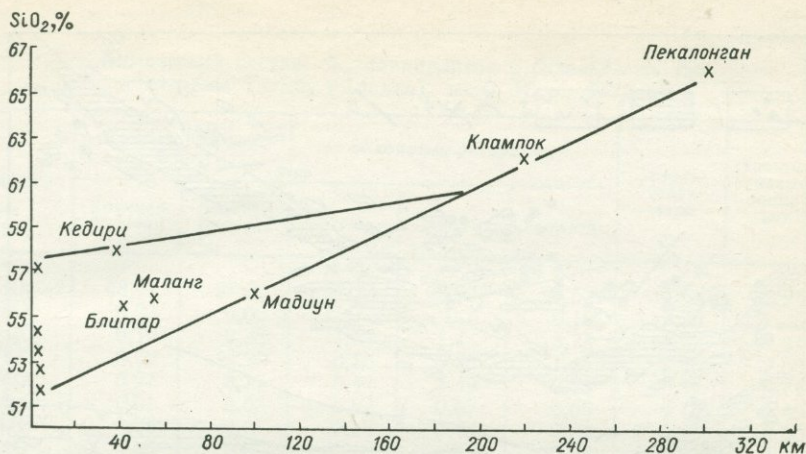


Рис. 5. Изменение содержания  $\text{SiO}_2$  в вулканическом пепле при эоловой дифференциации в зависимости от расстояния до центра извержения (вулкан Келуда, 1919 г.). По Р. Ван-Беммелену, 1957 г.

ния в докембрии к увеличению роли биогенного фактора в кайнозое.

В качестве примера стратиформных месторождений силицилитов, отложенных хемогенным путем из гидротермальных источников, можно привести залежи «роговиков» в пермо-карбонных реннегеосинклинальных толщах Центральной Японии («система Титибу»). Вмещающие силицилиты толщи, по С. Ивао [55], сложены потоками базальтовых лав, излившихся в субмаринных условиях и переслаивающихся с глинистыми песчаниками и карбонатными породами. Местами базальты и их туфы полностью вытесняют из разреза осадочные образования. Среди силицилитов выделяются слоистые и «компактные», из которых первые залегают в виде прослоев, прослеживаемых на всем протяжении вмещающих толщ, и составляют от 5 до 20% общего объема осадочных пород (рис. 6), а «компактные» слагают обычно тела караваяобразной формы, приуроченные к кровле базальтовых лав. Верхний и нижний контакты этих «караваев», достигающих 700 м в поперечнике и 5—40 м мощности (месторождение в окрестностях г. Вакаса), согласный с вмещающими породами, в то время как боковые контакты дискордантны по отношению к прилегающим слоистым роговикам. «Компактные роговики», как видно из табл. 2, богаче кремнеземом и содержат меньше примесей, в особенности  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Они представляют собой красноватые и зеленоватые стекловатые породы, пронизанные тонкой сетью кварцевых прожилков, имеющих самые причудливые очертания и создающих общий брекчиевидный облик породы. Под микроскопом устанавливается, что кварц

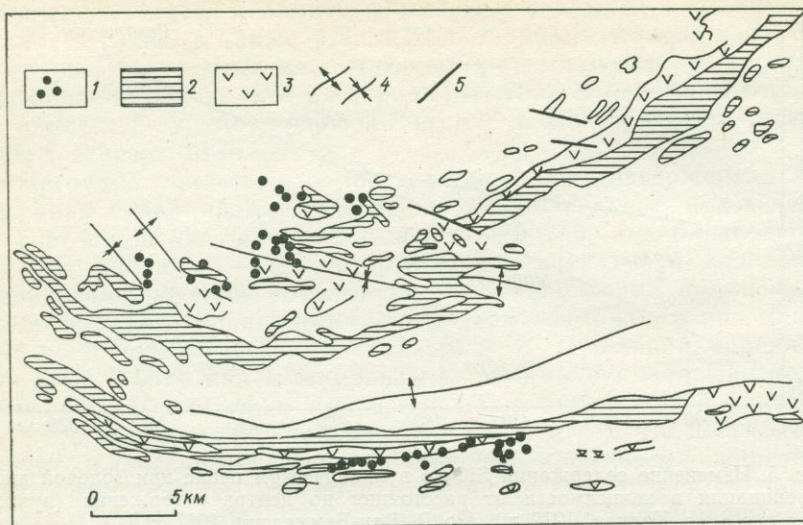


Рис. 6. Схема размещения месторождений силицилитов в районе Тамба, Центральная Япония. По С. Ивао, 1970 г.

1 — месторождения силицилитов; 2 — «слоистые роговики»; 3 — базальтовые лавы и их пирокласты; 4 — оси складок; 5 — разломы.

в жилках заимствован из брекчиевидных обломков и, таким образом, заполняет пустоты, возникшие за счет сокращения массы коллоидального кремнезема при дегидратации, а не принесен в тектонические трещины.

Базальтовые лавы, обычно не затронутые метаморфизмом, со свежими вкрапленниками моноклинного пироксена, пропилитизированы в зоне, примыкающей к телам силицилитов, с интенсивным развитием эпидота, магнизиальных хлоритов, альбита, сфена, иногда пренита и актинолита. Тесная ассоциация зон пропилитизации с кремнистыми породами позволяет предполагать их генетическую общность и, возможно, хотя бы частичное заимствование кремнезема при десилификации базальтов подводными поствулканическими гидротермами (см. табл. 2). В парагенетической ассоциации с силицилитами находятся и слоистые марганцевые руды, известные в ряде мест то ниже по разрезу (район Тамба), то примерно на одном стратиграфическом уровне (северные районы префектуры Гифу). Запасы месторождений хемогенных силицилитов Японии различны, достигая в отдельных случаях нескольких миллионов тонн.

Примером месторождений силицилитов, образованных за счет преобразования пепловой пирокластике, может служить Коргонское месторождение яшм, локализованное среди девон-

Химический состав, %, силицилитов и базальтовых лав системы Титибу (Япония), по С. Ивао, 1973 г.

Окислы	«Компактные роговики»		«Слоистые роговики»			Базальтовая лава	Пропилитизированная лава
	Красная брекчия	Зеленая брекчия	Серые	Зеленые	Красные		
SiO <sub>2</sub>	98,71	97,90	95,25	92,77	91,53	44,54	36,24
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,06	Сл.	<0,1	0,19	2,20	1,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,38	1,67	1,44	3,73	14,27	19,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	0,20	0,36	0,25	1,42	2,96	2,66
FeO	0,27	0,77	0,41	0,49	0,23	7,33	8,71
MnO	0,01	0,03	0,07	0,07	0,05	0,13	0,45
MgO	0,05	0,07	0,42	0,46	0,39	5,15	16,90
CaO	<0,05	0,05	Сл.	1,47	0,05	9,60	0,01
Na <sub>2</sub> O	<0,1	0,1	0,21	0,45	0,11	3,31	0,56
K <sub>2</sub> O	<0,1	0,1	0,65	0,71	1,23	0,84	0,02
H <sub>2</sub> O <sub>-</sub>	0,08	0,10	0,05	0,11	0,08	0,34	2,06
H <sub>2</sub> O <sub>+</sub>	0,17	0,40	0,87	0,15	1,50	3,68	10,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,03	0,03	0,05	0,06	0,57	0,23
CO <sub>2</sub>	Не опр.	Не опр.	0,08	0,70	Не опр.	5,13	Не опр.
Сумма	100,28	100,19	100,09	99,86	100,57	100,05	99,89

ских вулканогенных толщ западной части Горного Алтая и разрабатывавшееся в прошлом столетии на поделочные камни. Вмещающие силицилиты отложения коргонской свиты относятся к завершающим стадиям развития каледонской геосинклинали и представляют собой субаквальные, а частью и наземные образования [232]. Непосредственно на участке месторождения снизу вверх залегают:

- 1) туфы кристаллокластические кислого состава, мелко- и среднеобломочные, частично спекшиеся, серовато-палевого цвета (мощность более 35 м);
- 2) кварцевые порфиры палевого, с лиловым оттенком в кровле, состоящие из обломков светло-зеленой «фельзитовой» корки (30 м);
- 3) туфы литокластические кислого состава, от средне- до грубообломочных, пестроцветные (60 м);
- 4) силицилиты массивные, светло-лиловые, с прослоями сургучно-красных игнимбритов, мелко-, частью среднеобломочных (420 м);
- 5) конгломерат полимиктовый, крупногалечный, грубослоистый (180 м);
- 6) яшмы лилово-серые (120 м);
- 7) песчаники туффитовые, тонкозернистые, бордовые (15 м);
- 8) яшмы мясо-красные с серыми пятнами, с реликтами пепло-игнимбритовой текстуры со сферолитовой раскристаллизацией (30 м);
- 9) алевролит-песчаники ритмичнослоистые, с трещинами усыхания, кирпично-красные (44 м);
- 10) туфы сваренные, мелкообломочные, темно-лиловые, с обломками яшм и тонкослоистых кремнисто-гематитовых руд (13 м);
- 11) игнимбриты сине-серые, с оранжевой линзовидной полосчатостью (текстура фьямме) (20 м);

- 12) песчаники мелкозернистые, бордовые (35 м);
- 13) туфолавы серо-зеленые, в нижней части темно-лиловые с обломками серой шлаковой (фельзитовой) корки, в верхней части — с захваченными и перекристаллизованными колониями табулят (14 м);
- 14) песчаники тонкозернистые, известковистые, голубовато-серые, с многочисленными остатками мшанок, трилобитов, пелеципод, а также отпечатками псилофитов (45 м);
- 15) песчаники мелкозернистые, кремнистые, пестроцветные (21 м).

Перечисленные эйфельские отложения несогласно перекрыты верхнеживетскими конглобрекциями, начинающими разрез мощных терригенно-карбонатных толщ.

Микроскопическое изучение силицилитов и яшм Коргонского месторождения показывает, что в тонкокристаллической неясно-полосчатой массе кремнистого вещества различаются обломки пепловых частиц, замещаемых халцедоном и кварцем. В верхней части слоя 6 были отмечены остатки радиолярий. Однако более характерна постоянная примесь более грубой пирокластики, в особенности неправильных обломков стекла и кристаллов полевых шпатов, корродированных и полуразложившихся, в связи с чем коргонские яшмы часто именуют «коргонскими порфирами» (впрочем, последние, как видно из приведенного разреза, на месторождении также имеются). Постепенный переход яшм и силицилитов слоев 4 и 8 по простиранию в пепло-игнибритовые образования позволяет полагать, что образование их произошло частично за счет отложения кремнезема в водной среде (слой 6), а в основном обязано щелочно-кремниевому аутометасоматизму, широко проявленному в этом районе синхронно с вулканической деятельностью эйфельского века [229]. Стратиграфическим аналогом коргонских яшм в нескольких десятках километров к северу от месторождения являются гидротермально-осадочные гематитовые руды (Коргонское, Среднекедровское и другие месторождения). В ряде случаев в них отмечается значительное обогащение апатитом, главным образом за счет локальной собирательной перекристаллизации при метаморфизме руд (Холзунское месторождение).

Примером более тесной связи накопления фосфоритов и кремнистых отложений в осадочно-вулканогенных формациях могут служить неогеновые фосфатоносные кремнистые толщи Калифорнии (США), накапливавшиеся в субмаринных условиях альпийского геосинклинального прогиба. Мощность отложений сильно изменчива (от 60—100 м до 2 км), однако состав их довольно постоянен: кремнистые сланцы и диатомиты, фосфориты, глинистые сланцы и песчаники, в меньшей степени известняки, туфы (как кислые, так и основные), щелочные (анальцимовые) базальты. Отмечается тяготение кремнистых и фосфатоносных пород к верхней части разреза. В районе Индиан-Крик (Сан-Луис-Обиспо) описываемая толща (формация Монтерей) мощностью около 350 м содержит по объему 75% диатомитов и кремнистых сланцев, 18% фосфоритов и 7%

## Химический состав, %, диатомитов, кремнистых сланцев и фосфоритов формации Монтерей (Калифорния, США)

Состав	Диатомиты (среднее по 10 про- бам)	Кремни (среднее по 10 про- бам)	Фосфориты
SiO <sub>2</sub>	65,20	82,69	1,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,56	1,76	1,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,22	1,00	0,25
FeO	0,32	0,31	—
CaO	6,47	2,93	51,8
MgO	1,54	1,08	0,19
Na <sub>2</sub> O	1,64	0,50	0,43
K <sub>2</sub> O	3,22	2,61	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,21	35,7
MnO	0,009	0,012	—
CO <sub>2</sub>	4,05	2,28	2,1
Cl	1,22	0,15	He опр.
F	He опр.	He опр.	4,0
П. п. п.	9,31	4,75	2,7
Сумма	99,909	100,282	100,04

бентонитов и глинисто-терригенных пород. Состав силицилитов и фосфоритов приведен в табл. 3.

Роль вулканизма в формировании кремнистых толщ этого района впервые отметил Н. Талиаферро [486], выявивший резкие изменения в характере разреза, проявленные синхронно с вулканической деятельностью. Мергели, известняки и фораминиферовые сланцы сменяются кремнистыми сланцами и диатомитами. И. В. Хворова [216] произвела расчеты (с учетом данных М. Брамлетта), показывающие необходимость допущения привноса свободного кремнезема для формирования фтанитоподобных пород при растворении раковин диатомей. Для фосфоритов Калифорнии отмечается их четкая приуроченность к синхронному вулканизму—в нижнем миоцене к востоку от разлома Сан-Андреас, в среднем и верхнем—к западу от него.

Суммируя данные по способам образования вулканогенно-осадочных концентраций кремнезема и фосфора, можно отметить много сходных черт, объясняющих тесную связь кремне- и фосфоронакопления и общие закономерности размещения рудопроявлений. К ним относится большая роль процессов подводного преобразования пеплового материала (гальмиролиз и сорбция) наряду с обычным для большинства вулканогенно-осадочных месторождений привносом вещества вулканическими гидротермами.

В фанерозе в локализации привнесенных в бассейн кремнезема и фосфора ведущую роль начинает играть биогенный

фактор. В случае локализации в пределах вулканогенных формаций для тех и других рудопроявлений характерна связь со щелочными базальтоидами и лишь отчасти с базальтоидами толеитового ряда и кислыми производными андезитобазальтовых серий [28, 234].

Наиболее ясно связь кремне- и фосфатонакопления обычно проявляется в отдалении от вулканических центров при наличии вместе с тем достаточно отчетливой корреляции вмещающих оруденение «вулканогенно-кремнистых» и карбонатных формаций с синхронными им вулканогенными формациями, располагающимися иногда на большом (сотни километров) удалении. В пользу вулканогенного источника фосфора и кремнезема свидетельствует не только одинаковое стратиграфическое положение тех и других формаций, но и сама обстановка осадконакопления: породы, вмещающие силицилиты и фосфориты, содержат терригенные компоненты, состоящие в основном из неустойчивых минералов, ассоциируют с граувакковыми («незрелыми») осадками и обычно (но не всегда) не сопровождаются переотложенными продуктами кор выветривания [378, 415]. Характерной является и тесная ассоциация осадочных текстур в пластовых силицилитах этого типа с типично метасоматическими образованиями. При смешанном питании бассейна седиментации, как за счет вулканического материала, так и за счет размыва близлежащей суши, вопрос об источниках кремнезема и фосфора может оказаться достаточно сложным, это хорошо видно на примере формации Фосфория в пермских отложениях Скалистых гор [103, 337].

Отложения формации, имеющие мощность от 100 до 300 м, состоят в нижней части из песчаников и глин с прослоями кремней и битуминозных известняков, обычно фосфатизированных, а также пластов фосфоритов; верхняя часть формации сложена кремнистыми породами. С западной стороны бассейна осадконакопления, в котором накапливались отложения формации, или имел прямую связь с эвгеосинклинальным прогибом, заполнявшимся вулканогенными образованиями средне-основного состава и известковистыми осадками, или с востока и юга примыкал к поднятиям. По направлению к поднятиям в отложениях формации появляются кремнистые известняки, красноцветы и кварцевые песчаники, однако весь объем кремнезема в фосфатоносной части формации за счет размыва суши в условиях аридного литогенеза предстать себе невозможно. Это же, по мнению многих исследователей, относится и к фосфору [94, 102], образующему здесь гигантские концентрации (около 8 млрд. т фосфоритовых руд, содержащих 25—28%  $P_2O_5$ ).

Б. Н. Волковым [52] в развитие идей Н. С. Шатского выдвинута гипотеза о том, что именно такие «формации сочленения» (области перехода фосфатоносных вулканогенно-кремнистых формаций в фосфатоносные нормально осадочные) и являются наиболее перспективными для обнаружения больших скоплений фосфоритов. На Урале, например, такое смыкание фосфоритоносных формаций намечается в Лемвинской и Подчем-Ильчской зонах Полярного Урала, где к северу от Полюдова Камня фосфатоносные харотская и маркочукская свиты силура—ниж-

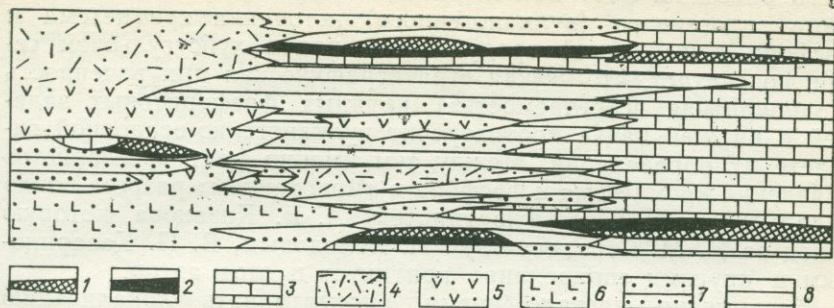


Рис. 7. Продольный литолого-фациальный разрез Хубсугульского фосфоритового бассейна. По данным А. В. Ильина, 1973 г.

1 — фосфоритовая пачка; 2 — прослой силицилитов; 3 — карбонатные породы; 4—6 — эффузивы и туфы: 4 — кислого состава, 5 — среднего состава, 6 — основного состава; 7 — алевролиты, песчаники; 8 — глинистые сланцы, филлиты.

него девона (отдаленная вулканогенно-кремнистая формация) латерально переходят в синхронные им потенциально фосфатоносные платформенные красноцветы васкерской свиты. Такие же зоны сочленения фосфатоносных кремнисто-сланцевых толщ верхнего девона с доманиковыми отложениями Русской платформы возможны на западной окраине Белорецко-Зилаирского синклинория Южного Урала и в других местах.

Необходимо подчеркнуть, однако, что, хотя наиболее крупные месторождения фосфоритов выявлены именно в «отдаленных» формациях, возможность нахождения крупных объектов в пределах эвгеосинклинальных зон также достаточно высока. В пользу этого говорят не только уже упоминавшиеся области кайнозойского фосфатонакопления в Атлантическом и Тихом океанах, но и новые данные по фосфатоносности вендских и нижнекембрийских карбонатно-вулканогенных толщ Монголии, где в 1964—1965 гг. был выявлен и к настоящему времени разведан целый ряд месторождений, объединенных в обширный Хубсугульский бассейн с суммарными запасами фосфоритов, оцениваемыми в несколько миллиардов тонн.

На фациальной схеме (рис. 7) хорошо видно, что, хотя наиболее крупные месторождения (Хубсугульское, Ухагольское и др.) приурочены к разрезам, сложенным почти нацело карбонатными толщами, крупные залежи фосфоритов (Бэрхимулинская, Манханулинская и др.) локализируются и в вулканогенно-осадочных толщах, а генетически сходные с ними небольшие проявления (Холигцатуин и др.) — и в существенно вулканогенных образованиях. Изучавший эти фосфатоносные толщи А. В. Ильин [127] подчеркивает тесные связи Хубсугульского бассейна с Центральноазиатской геосинклинальной областью и вместе с тем изоляцию от основного («океанического») мор-

ского бассейна. Этот исследователь хотя и допускает возможность эндогенного (вулканогенного) источника кремнезема и фосфора для верхней продуктивной пачки хубсугульской серии, но считает, что четкая стратиграфическая приуроченность («однократная встречаемость») крупных фосфоритовых залежей в нижней пачке противоречит вулканогенно-осадочной гипотезе их образования. Между тем именно факт «внезапного» появления кремнезема и фосфора в «монотонном» разрезе плохо укладывается в известную гипотезу А. В. Казакова, которую вслед за Н. М. Страховым, В. Н. Холодовым, В. П. Казариновым и другими справедливо критикует и этот автор.

Несомненно, настало время рассматривать локализацию кремнисто-фосфатных залежей в мощных геосинклинальных толщах и в особенности их ассоциацию с железными и марганцевыми рудами, описанными в последующих разделах, с точки зрения их связи с вулканическими процессами, определяющими специфику фациальных условий накопления рудовмещающих формаций.

### Месторождения железа

Железорудные формации, которые часто, хотя и не всегда, генетически связаны с вулканизмом, источником своего железа имеют вулканические эксгальции.

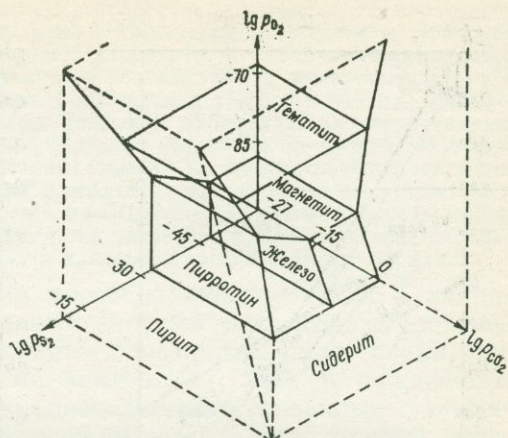
*К. Офтедаль, 1958 г.*

Образование железных руд в связи с вулканическими процессами происходит в самых различных условиях: как в зонах активного вулканизма, причем на различных глубинах, так и в значительном удалении от этих зон, при отложении вулканогенно-кремнистых и вулканогенно-карбонатных формаций. Накопление данных по этому вопросу особенно активно началось с 60-х годов и продолжает возрастать, в особенности при расшифровке генезиса и закономерностей размещения древних, палеозойских и докембрийских, стратиформных месторождений.

Экономическое значение вулканогенно-осадочных месторождений железа очень велико: даже при исключении ряда генетических типов, лишь предположительно связанных с отдаленными вулканогенными источниками, к вулканогенно-осадочным относится не менее половины мировых запасов железных руд, в том числе довольно значительная доля богатых и легкообогащаемых. Несколько меньшую роль играют некоторые типы руд в добыче, но и она с исчерпанием запасов скарново-магнетитовых руд, бурожелезняковых и мартитовых кор выветривания год от года возрастает [19, 228]

Образование железных руд около действующих вулканов происходит буквально на наших глазах и многократно описано в литературе. Из наиболее ярких примеров можно упомянуть скопления лимонитовых руд в кальдерах и устьях рек, служа-

Рис. 8. Соотношения устойчивости некоторых соединений железа как функция  $p_{O_2}$ ,  $p_{CO_2}$  и  $p_{S_2}$  при  $25^\circ C$  и  $1 \text{ кгс/см}^2$  общего давления.



сих коллекторами термальных вод действующих вулканов Курило-Камчатской дуги. Так, в кальдере вулкана Богдана Хмельницкого, по данным К. К. Зеленова [117], термальные источники с общим дебитом около 60 л/сек ежедневно отлагают около 1 т лимонита. Р. Юрьева при дебите  $1,8 \text{ м}^3/\text{сек}$  ежесуточно выносит в Охотское море 35 т железа. Мощные залежи бурого железняка, по данным Г. П. Вергунова [43], отложены железистыми гидротермами в северо-восточном кратере вулкана Менделеева и на юго-западном склоне вулкана Берутарубе. Субмаринное отложение железных руд хорошо описано К. К. Зеленовым [116] и Г. Ю. Бутузовой [33] на примерах фумарольных полей вулкана Бана Вуху (Индонезия) и Санторин (Эгейское море). В пределах санторинской кальдеры, имеющей площадь около  $83 \text{ км}^2$ , гидротермы ежедневно выносят  $550\text{--}650 \text{ т}$  железа, выпадающего в рудный осадок в виде свободных гидрокислов. Приведенные цифры свидетельствуют о типично рудных процессах, достаточно активных для образования промышленных месторождений за период нормального функционирования вулканических гидротермальных систем. В сводной работе по гидротермам Тихоокеанского сегмента Земли Е. А. Басков и С. Н. Суриков [13] отмечают повсеместное распространение железа в термальных водах. Наиболее высокие его концентрации отмечаются в кислых источниках (до  $1000\text{--}3000 \text{ мг/л}$  и более).

Экспериментальные и расчетные данные по поведению железа в растворах различного типа и образованию его минеральных фаз накоплены в большом количестве и, как справедливо отмечают Р. М. Гаррелс и Ч. Л. Крайст, в целом «настолько хорошо соответствуют условиям нахождения этих минералов в природе, что всякие слова зачастую излишни» [63]. Примером могут служить диаграммы, заимствованные у этих же авторов и приведенные на рис. 8 и 9. Из их рассмотрения нетрудно уви-

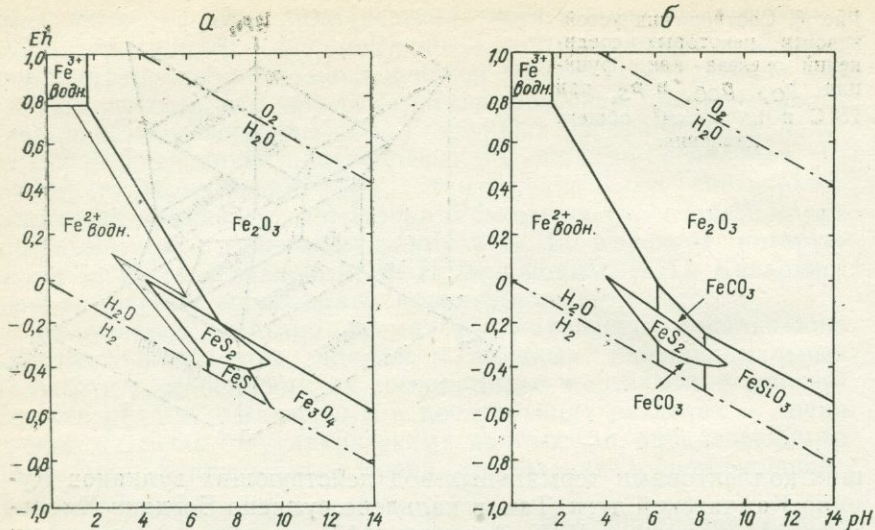


Рис. 9. Соотношения устойчивости окислов, сульфидов и силикатов железа в зависимости от pH—Eh в сернистых (а) и сернисто-углекислых водных растворах, содержащих аморфный кремнезем (б). Сумма S и CO<sub>2</sub> равна соответственно 10<sup>-6</sup> и 1, t=25° С, p=1 кгс/см<sup>2</sup>. На диаграмме а тонкая линия — для логарифма суммы растворенного железа в равновесии с твердыми веществами, равного —4.

деть причины ассоциации сидерита с магнетитом, сидерита с хлоритом и типичности непосредственного перехода именно этих, а не гематитовых руд к сульфидным залежам, а также объяснить многие другие особенности строения железорудных залежей, описанных в этом разделе. Нужно, однако, подчеркнуть, что для полного представления о субмаринном накоплении железистых осадков с его повышенным давлением, для интерпретации сложных природных растворов и расплавов с большим количеством галогенов, и в особенности для решения вопросов об образовании первичного магнетита, а не силикатов железа при избытке кремнезема в растворах, накопленных данных все-таки недостаточно. Правда, ряд новейших данных, полученных В. А. Жариковым, А. А. Маракушевым, Н. И. Хитаровым и другими исследователями, позволяют приблизиться к решению этих сложных вопросов, но и они отражают лишь главные тенденции и не могут учесть всей сложности природных систем.

Наилучшее совпадение экспериментальных данных с природными объектами можно отметить для наземного рудообразования. Так, по данным К. К. Зеленова [117], выпадение лимонитовых осадков в современных вулканических железорудных полях (Лимонитовый Каскад на о. Итуруп, болотные руды Гумма в Японии, лимонитовые поля Сукадана и Вэй-Вэй на Суматре) происходит из высокожелезистых растворов с pH=3÷4 при резком окислении

растворенного двухвалентного железа в атмосферных условиях, что хорошо согласуется с приведенными диаграммами. Подводные углекислые и сероводородные термы [33, 247, 359] отлагают карбонаты и сульфиды железа с их последующим частичным переходом, в соответствии с изменением Eh—pH условий морской воды, в комплекс гидроокислов. Наиболее важным фактом, вытекающим из экспериментальных данных и наблюдений за современными процессами, является не только обоснование механизма осаждения железных руд вблизи фумарольно-сульфатарных полей, но и возможность миграции железа в природных субмаринных условиях на значительные расстояния. Это позволяет рассматривать в качестве вулканогенно-осадочных рудные залежи, локализованные в удалении от областей активного вулканизма, среди «отдаленных» вулканогенно-кремнистых и вулканогенно-карбонатных формаций.

При всем многообразии способов формирования вулканогенно-осадочных железорудных залежей они создают сравнительно ограниченное количество однотипных образований, что облегчает их формационный анализ [187, 288]. К важнейшим типам месторождений (от непосредственно связанных с вулканическими центрами к образующимся в удалении от них) относятся (табл. 4):

- 1) апатито-магнетитовые;
- 2) железистые кварциты и кремнисто-магнетито-гематитовые;
- 3) стратиформные сидеритовые;
- 4) гематито-сидерито-шамозитовые.

Апатито-магнетитовые месторождения, среди которых наибольшей известностью пользуются месторождения Северной Швеции (Кирунавара, Туоллувара, Экстремберг и др.), лишь в последние десятилетия стали рассматриваться как продукт вулканогенно-осадочного рудообразования [130, 216, 442, 143, 453], и эта точка зрения еще не получила достаточно широкого распространения. Помимо Швеции они известны также в Норвегии (Люнгрот и др.), Мексике (Сьера де Маркадо), Чили (Альгарбобо) и других странах. Можно полагать, что, несмотря на сходный состав, многие из месторождений окажутся конвентными по свойствам, но различными по происхождению. Здесь мы рассмотрим только примеры вулканогенно-осадочного образования апатито-магнетитовых руд.

Для обоснования наших представлений рассмотрим сначала мало известные геологам-рудникам, но необычайно важные в генетическом плане небольшие месторождения Чили [290, 450]. Пять гематито-магнетитовых залежей, выявленных вокруг древней жерловины Лако в провинции Антофагаста (рис. 10), представляя собой потоки «рудной магмы» мощностью около 60 м и длиной в несколько сотен метров. Обнаженная кровля потоков по морфологии повторяет характерные для лав тектуры «аа» и «пахуху», нижний контакт с подстилающими андезитовыми лавами резкий, с пиритизацией и эпидотизацией андезитов вблизи контакта, актинолитизацией и хлоритизацией — в удалении от него. Рудоносные андезиты принадлежат, по видимому, к единому вулканическому комплексу с подстилаю-

Связь вулканогенно-осадочных железорудных месторождений тектоно-магматической

Этапы развития геосинклинальных областей	Вмещающие вулканогенно-осадочные формации и комплексы формаций	Структурная приуроченность месторождений и вмещающих формаций	Фациальные условия рудоотложения
Орогенный (и в областях ТМА)	Карбонатная (в отдаленной связи с базальтовым вулканизмом)	Крупные мульды-прогибы на срединных массивах	Мелководные морские бассейны
Орогенный (в зонах, сочлененных с более молодыми геосинклиналями)	Сочетание андезитовой и кварцево-кварцово-кварцевой формаций (порфиристо-лептитовый комплекс докембрия)	Пригеосинклинальные прогибы (орогенные впадины, сочлененные с геосинклинальными прогибами)	Горные цепи и островные дуги на границе континентов и морских бассейнов
Собственно геосинклинальный	Граувакковая («флишоиды» в отдаленной связи со спилито-диабазовым вулканизмом)	Бортовые и центральные части интрагеосинклинальных прогибов	Мелководье в значительном удалении от континентальной суши
	Спилито-кварцово-кварцевая (в докембрии также диабаз-амфиболитовая)	Склоны геосинклинальных поднятий в центральной части раннегеосинклинальных прогибов	Островные дуги в глубоководных частях морских бассейнов
	Кремнисто-сланцевая и карбонатно-сланцевая (в метаморфизованном варианте гнейсовая и амфиболито-гнейсовая), в отдаленной связи со спилито-диабазовым вулканизмом	Бортовые части раннегеосинклинальных прогибов	Шельфовые зоны вблизи континентов, с которых шел снос продуктов глубокого химического выветривания

с вулканогенными формациями геосинклиналей и областей активизации (ТМА)

Типы руд	Генезис рудных залежей	Размеры месторождений, качество руд	Примеры месторождений и бассейнов
Массивные сидеритовые	Гидротермально-инфильтрационный, гидротермально-осадочный	Крупные месторождения бедных руд (30—35% Fe)	Бакал (Урал), Березовское (Забайкалье), Кремиковцы (Болгария)
Массивные и брекчиевые апатит-магнетитовые	Рудные потоки, близповерхностные инъекции рудных расплавов	Крупные, реже комплексы мелких месторождений богатых руд (50—65% Fe)	Кирунавара (Швеция), Абовянское (Армения)
Полосчатые и массивные кремнистогематитовые и кремнисто-магнетитовые	Гидротермально-осадочный, гидротермально-метасоматический	Крупные месторождения и комплексы сближенных мелких месторождений устойчивых по составу руд среднего качества (35—50% Fe)	Коргонская группа (Алтай), Стриберг, Страсса и др. (Центральная Швеция)
Оолитовые, реже массивные и полосчатые гематитосидерито-шамозитовые	Хемогенно-осадочный, гидротермально-инфильтрационный	Комплексы мелких, реже крупные месторождения руд среднего и низкого качества (30—50% Fe)	Вабана (Канада), месторождения бассейна Анжубретань (Франция)
Полосчатые, массивные и брекчиевые кремнисто-магнетито-гематитовые, карбонатно-гематитовые, магнетито-сидеритовые, сульфидно-магнетитовые	Гидротермально-осадочный, гидротермально-инфильтрационный	Комплексы мелких, реже средние месторождения, иногда богатых, но не устойчивых по составу руд (от 30 до 60% Fe)	Лан-Дильская группа (ФРГ), Карсакпай (Казахстан)
Тонкополосчатые и массивные кремнисто-гематитовые и кремнисто-магнетитовые (типичные железистые кварциты и итабириты)	Хемогенно-осадочный	Крупнейшие месторождения бедных руд (30—40% Fe), обычно включающих залежи богатых (50—65% Fe) руд.	Кривой Рог (Украина), Хаммерсли (Австралия), Итабира (Бразилия), Верхнее озеро (США, Канада)

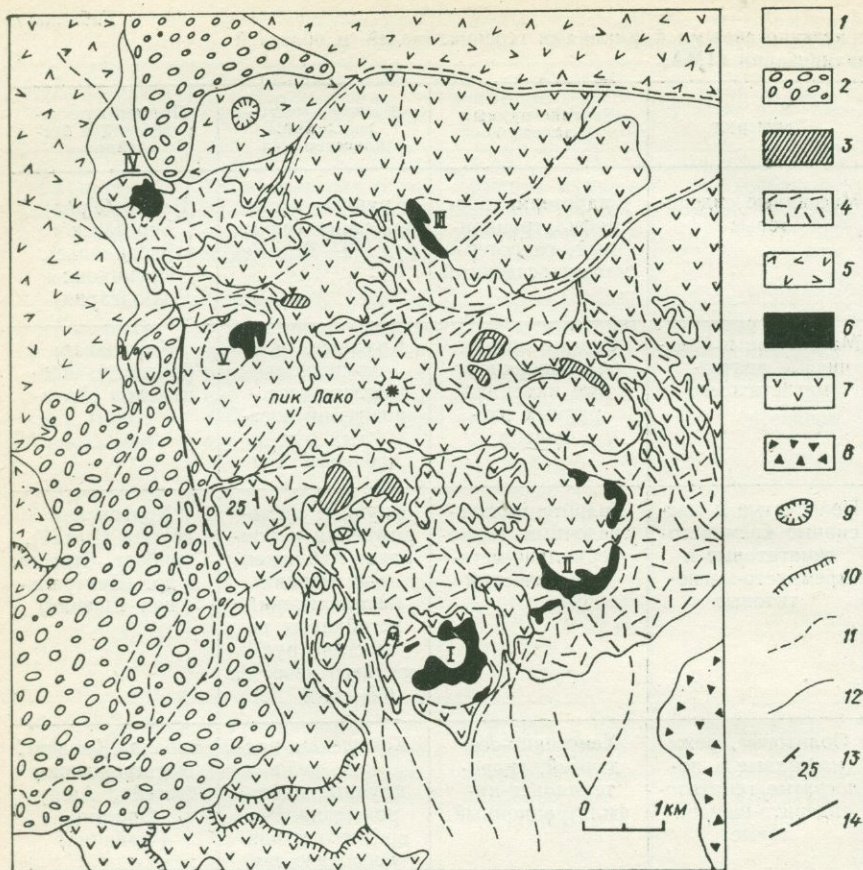


Рис. 10. Схема геологического строения месторождения Лако. По В. И. Старостину и Г. П. Кудрявцевой, 1973 г.

1 — аллювиальные и делювиальные современные отложения; 2—8 — неоген-плейстоценовые образования; 2 — ледниковые отложения, 3 — отложения термальных источников, 4 — участки гидротермально измененных пород, 5 — эффузивные образования основного состава, 6 — рудные тела, 7 — серия Лако, 8 — формация Альтос де Пико (игнимбриты); 9 — вулканический кратер; 10 — границы лавовых потоков; 11 — распространение рудного обломочного материала; 12 — литологические контакты; 13 — элементы залегания; 14 — разлом.

I—V — рудные залежи: I — Лако Сюр, II — Лако Норте, III — Родадос Негрос, IV — Сан-Висенте Бахо, V — Сан-Висенте Альто.

щами их миоцено-плиоценовыми толщами, сложенными в нижней части андезито-дацитами, а в верхней — покровами игнимбритов и туфов риолитового состава. Рудные тела, по наблюдениям В. И. Старостина, имеют массивное строение с каналами и кавернами, покрытыми кристаллами магнетита и маршита. Основная масса руд на 95% состоит из магнетита, маггемита, гематита и лепидокрокита с примесью зерен кварца, плагиок-

лаза и актинолита, а местами также апатита и скаполита. Встречаются и обломки захваченных рудным потоком андезитовой лавы.

Приведенный пример наблюдаемых в природе «магнетитовых потоков», имеющих отнюдь не минералогическое значение, а обладающих массой порядка 50—100 млн. т богатой железной руды, позволяет вспомнить гипотезы Дж. Сперра начала 20-х годов, обосновывавшие существование рудных магм. Не вставая на ортодоксальную точку зрения об обязательном инъекционном характере тел, образованных из рудной магмы, мы имеем возможность вслед за П. Гейером [392] вновь применить эту гипотезу к ряду апатито-магнетитовых месторождений, и в первую очередь к наиболее крупному из них — месторождению Кирунаваара и примыкающим к нему месторождениям Люссавара и Ректор.

Рудовмещающие толщи железорудных месторождений Северной Швеции [319, 391, 429, 442] представлены так называемыми лептитамы — метаморфизованными кислыми и средними эффузивами и их туфами, из которых более основные разности обычно залегают в нижней части разреза, имеющего мощность порядка 4 км.

Рудовмещающие лептиты залегают на архейских гнейсах и несогласно перекрыты неметаморфизованными вулканогенно-обломочными и карбонатными отложениями серий Вакко и Пайяла-Каликс, развитыми в локальных структурах, подобно сариолийским и ятулийским отложениям Карелии. На основании этого лептитовый комплекс можно сопоставить с аналогичными по структурному положению и составу железозносными свитами Западной Карелии, что подтверждается и изотопно-свинцовыми данными (рис. 11).

Рудовмещающие толщи в пределах рудного поля Кирунаваара имеют следующий разрез (снизу вверх):

1) амфиболитизированные метадиабазы с реликтами миндалекаменной текстуры и подушечной отдельности, содержащие прослой андезитовых и диабазовых метатуфов мощностью около 400—500 м;

2) вулканогенные конгломераты Курравара, состоящие в основном из гальки метадиабазов, содержащие также обломки апатито-магнетитовых руд, лептитов (в том числе «сиенитового» облика), красных яшм и мраморизованных известняков: судя по составу гальки, согласное залегание линзы конгломератов в разрезе, возможно, нуждается в пересмотре, подобно известным спорам вокруг суккозерских конгломератов Западной Карелии [56, 243, 252]; мощность линзы конгломератов достигает 600 м;

3) так называемые «сиениты», мелкозернистые породы серого цвета, для которых лишь сравнительно недавно была доказана их первоначально игнимбритовая природа, выявлены сферолитовые, порфиоровые и миндалекаменные текстуры; мощность пласта игнимбритов достигает 700 м;

4) рудная залежь месторождения Кирунаваара, которая представляет собой пластовое тело сплошных руд длиной около 5 км и мощностью 30—90 м, вытянутое в меридиональном направлении и падающее согласно со вмещающими породами на восток под углом 50—60°; к северу, после километрового перерыва, на том же стратиграфическом уровне залегают залежь Люссавара длиной 1,5 км и мощностью 25—60 м;

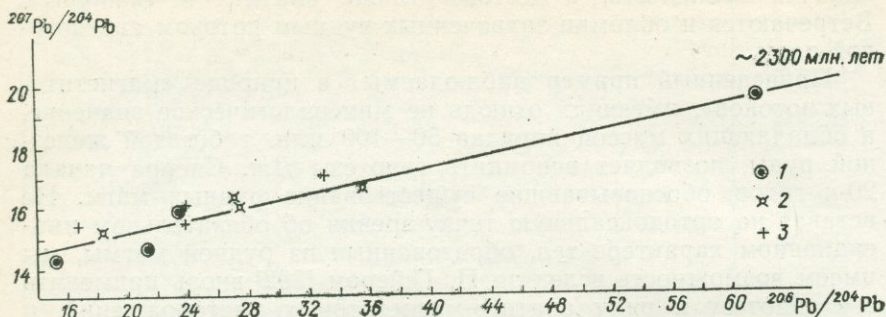


Рис. 11. Приближенная изохрона для примесного свинца из магнетитов месторождений Северной Швеции Кирунавара (1) и Гелливарара (2). Ближе к ней оказались и свинцы месторождения Гренгесберг (3). По данным изотопно-спектрального анализа (аналитик П. А. Степанов).

5) толща красноцветных лав, туфов и агломератов, имеющих состав кварцевых порфиров и кератофиров; за пределами рудного поля эта толща непосредственно ложится на «сиенит» (серый бескварцевый кератофир); в кровле толщи залегают пластовые руды месторождения Ректор, вытянутые на расстоянии около 4 км при мощности 9—54 м, переслаивающиеся с порфирами и туфами; мощность толщи достигает 1 км;

6) толща серых кварцевых порфиров, кератофиров и их туфов с прослоями углеродистых сланцев, филлитов, кварцитов и кремнисто-гематитовых руд; мощность толщи около 500 м, местами эта толща отсутствует, а вышеележащие конгломераты и граувакки серии Вакко ложатся прямо на предыдущий горизонт.

Руды месторождения Кирунавара состоят главным образом из магнетита и переменного количества фторапатита, что обуславливает выделение различных классов — от А (69—70 Fe и менее 0,025% P) до G (58 Fe и 2—5% P). Запасы месторождения только до глубины 800 м оценены в 1,6 млрд. т руды со средним содержанием 65% Fe.

Расшифровка генезиса кирунских руд связана в первую очередь с представлением о природе рудовмещающих толщ, поскольку интрузивный характер «сиенитов», естественно, исключает возможность приповерхностного рудообразования. К настоящему времени лавовая и игнимбритовая природа подстилающих руду «сиенитов», их постепенный переход по простиранию и вверх по разрезу в метаэффузивы (лептиты) показан достаточно убедительно [429, 442, 443], и на первый план как для рудного поля Кирунавара, так и для других апатито-магнетитовых залежей докембрия Швеции выступила их устойчивая ассоциация с вулканогенными стратифицированными толщами. Пачки подстилающих и перекрывающих руду туфовых и лавово-игнимбритовых толщ достоверно прослеживаются на 10—15 км (рис. 12).

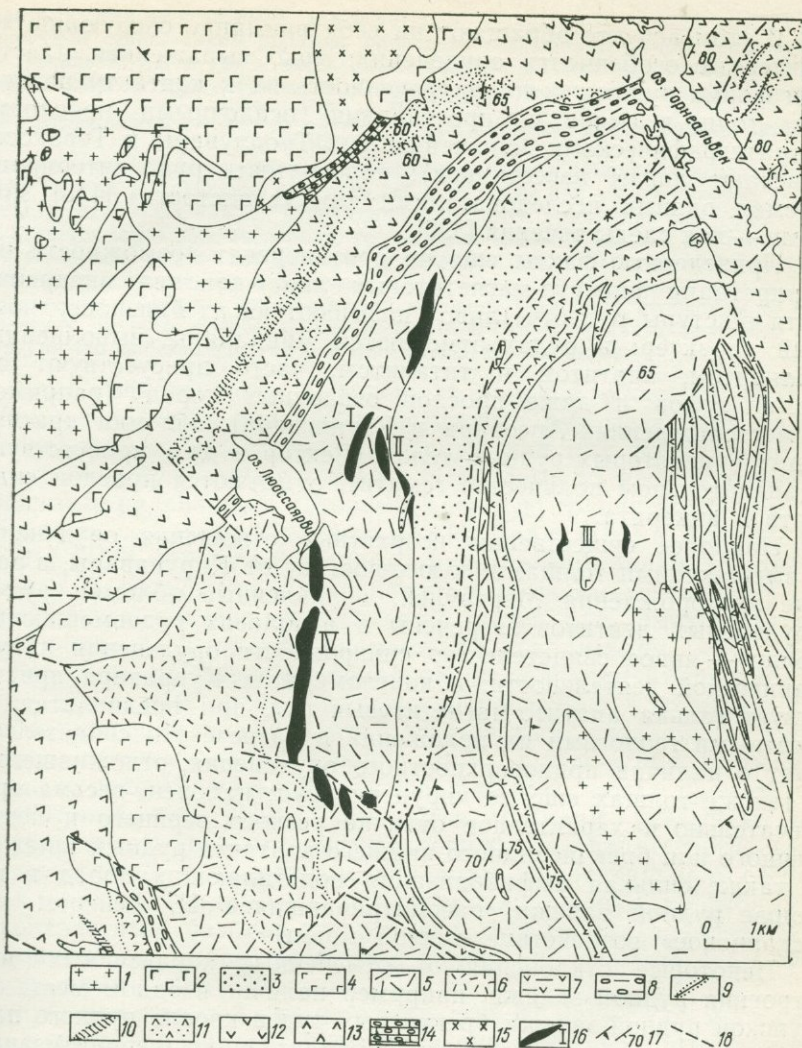


Рис. 12. Схема геологического строения района месторождения Кирунаваара.  
По данным Г. Каутского, Я. Офферберга и Г. Нильссона, 1967 г.

1—3 — образования, метаморфизующие, прорывающие и перекрывающие рудовмещающий комплекс: 1 — мигматито-граниты, 2 — габбро, 3 — конгломераты свиты Вакко; 4—7 — верхняя часть рудовмещающего комплекса Кируны: 4 — субвулканические интрузии диабазов, 5 — вулканы липаритового и трахилипаритового состава (без расчленения), 6 — метагнеймбриты («снениты») Кируны, 7 — сланцы по андезито-базальтам, залегающие в толще кирунских порфиров; 8—14 — нижняя часть: 8 — конгломераты Курравара, 9 — прослойки скарнированных известняков, 10 — прослойки углеродистых сланцев, 11 — базитовые туфы и туффиты, 12 — подушечные лавы базальтов, 13 — хлорито-актинолитовые сланцы и тонкозернистые амфиболиты по андезито-базальтам, 14 — базальные конгломераты с гранитной галькой; 15 — гнейсовидные граниты (комплекс фундамента); 16 — апатито-магнетитовые рудные тела; 17 — элементы залегания слоистости и сланцеватости; 18 — разрывы.

I—IV — рудные поля: I — Люссавара, II — Ректор, III — Туоллуваара, IV — Кирунаваара.

В этом аспекте обращают на себя внимание следующие характерные особенности оруденения: ярко выраженная пластовая форма рудных тел; приуроченность их к контакту различных толщ и смена по простиранию осадочными прослоями (стратиграфическому положению руд Туоллувары и Теракоски отвечают линзы известняков); полосчатость руд, интерпретируемая одними исследователями как «слоистость» [448], другими — как следы течения [390].

Приведенные факты еще не противоречат возможности интерпретации апатито-магнетитовых линз как тел внедрения, хотя текстуры руд отчетливо указывают на их близкповерхностный характер: в рудах отмечаются миндалины, выполненные кальцитом, апатитом и титанитом, часто присутствуют обломки туфов и даже прослои осадочных пород (например, в месторождениях Ареовара и Каунисвара), обломки красных яшм; в некоторых рудных телах (Ректор и др.) присутствуют в значительном количестве гематит, отмечаются прослои сидерита и анкерита.

Наиболее существенны возрастные отношения оруденения с вмещающими толщами: к юго-востоку от Кирунавара, в районе месторождения Мертайнен, оплавленные обломки руд и оруденелых лептитов встречены в агглолавах рудовмещающей толщи — явное свидетельство синхронности оруденения и вулканической деятельности; в конгломератах Курравара присутствует галька апатито-магнетитовых руд, при предполагаемом местными геологами их положении в разрезе это свидетельствует о наличии приповерхностного оруденения, отложившегося в тех же толщах еще до кирунских руд; наконец, весьма примечательно и характерное отличие резкого верхнего и постепенного или брекчиевидного нижнего контакта рудных залежей, а также сильная амфиболитизация подстилающих пород в подошве рудной залежи, рассматривавшаяся П. Гейером как «скарновое» воздействие рудной магмы.

Некоторые отклонения от отмеченных характерных черт строения рудной залежи, например наличие в одном месте кирунской рудной залежи брекчиевых руд в кровле рудного пласта или фиксируемые процессы пропилитизации (серцитизация, анкеритизация) в кровле рудного тела Ректор, не противоречат основным признакам рудных потоков чилийского типа и даже сторонниками инъекций «рудной магмы» объяснялись как результат более позднего воздействия [392].

Единственно существенным возражением против интерпретации апатито-магнетитовых руд как застывшего рудно-магматического расплава, отщепившегося от кислой магмы, являются петрологические исследования и теоретические построения С. Ландергрена [424], подчеркнувшего нормальное содержание кислорода в рудовмещающих кератофирах и отрицавшего в связи с этим генетическую общность кислых вулканитов, «сненитов» и окисных руд.

В результате проведенного нами изучения изотопного состава свинца шведских руд и вмещающих пород [453] генетическая общность оруденения

была выявлена не с кислыми, а с основными вулканитами нижней части вулканической серии. Таким образом, проведенное С. Ландергреном сопоставление неправомерно и связь вмещающих кварцевых кератофиров с рудой не генетическая, а парагенетическая. Об этом же говорит и различие в значении коэффициента  $\delta = \frac{\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}}{\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Ti}}$ , по которому можно фиксировать от-

носительную потерю железа магматическим очагом: в кварцевых кератофирах серии Кируна — Арвидсъяр он около 1,0, в то время как в амфибиловых сланцах и метадиабазях нижней части серии колеблется в пределах 0,31—0,39. Что же касается источника кислорода, то подсчеты среднего состава рудовмещающих толщ ясно указывают на гораздо большую степень окисленности железа в кислых вулканитах, чем в основных, и еще меньше в интрузивных комагматах вулканогенных базитов. Таким образом, источник кислорода, необходимого для окисления рудного железа, можно изыскать в самом расплаве основного состава, на что любезно обратил мое внимание В. К. Головенко.

Немногочисленность выявленных районов развития вулканогенно-осадочных апатито-магнетитовых руд позволяет лишь предварительно наметить характерную для них формационную и тектоническую приуроченность. Некоторые из месторождений, относимые различными авторами в единую группу апатито-магнетитовых, например Лебяжинское на Урале [161] и Адирондак в США [468], относятся к другим рудным формациям (соответственно к магнетитовой скарновой и титано-магнетитовой) и, несмотря на апатито-магнетитовый состав руд, имеют другое происхождение и иные закономерности локализации.

Близкими по условиям локализации являются Абовянское и Холзунское месторождения, хотя последнее, по-видимому, только конвергентно апатито-магнетитовым скоплениям типа рудных потоков, но образовано иным путем — при метаморфизме и гидротермальной регенерации полосчатых кремнистогематитовых руд [232]. Оставшиеся примеры указывают на приуроченность вулканогенно-осадочных апатито-магнетитовых месторождений к орогенным впадинам, сочлененным с соседними геосинклиналями (к «пригеосинклинальным прогибам»), к контрастным базальт-липаритовым и андезито-липаритовым формациям, имеющим щелочной уклон, как это уже было показано нами ранее [230].

Железисто-кварцевые и кремнисто-магнетито-гематитовые месторождения обычно выделяются в различные рудные формации, поскольку первые из них являются характерными образованиями докембрия и нетипичны для фанерозоя, а вторые, наоборот, мало характерны для докембрия. Вместе с тем по условиям формирования и закономерностям размещения эти типы руд, несомненно, принадлежат к одному семейству [199], и, по-видимому, более правильно объединять их в одну *кремнисто-железородную формацию*.

Несомненно, что наибольший интерес в связи с их выдающимся практическим значением представляют именно железистые кварциты. В них, по подсчетам Н. М. Страхова, сосредоточено около 92% всех запасов железных руд земного шара.

По нашей более скромной оценке разведанных запасов эта цифра составляет 48% (для СССР 39%), однако и эти масштабы (около 80 млрд. т только для СССР) поражают своей грандиозностью.

В течение длительного времени споры о генезисе кремнисто-гематитовых и железисто-кварцитовых месторождений велись исходя из представлений об идентичности условий формирования их как однотипных объектов. Реконструкция первичного состава рудовмещающих толщ позволила в последние годы наметить ряд устойчивых ассоциаций этих месторождений с осадочными и осадочно-вулканогенными формациями различного состава и строения [264, 319, 398 и др.].

Анализ накопившихся данных позволяет выделить три главных типа кремнисто-железородных месторождений, два из которых непосредственно ассоциируются с вулканогенными образованиями, а третий локализован в сланцевых толщах — отделенных вулканогенно-кремнистых и вулканогенно-карбонатных формациях, по Н. С. Шатскому.

В соответствии с названиями наиболее изученных месторождений, уже вошедшими в литературу в качестве типовых наименований, мы выделяем:

- 1) *лан-дильский* (карсакапайский) тип месторождений, локализованных в вулканогенных толщах основного состава;
- 2) *коргонский* (*стрибергский*) тип месторождений, локализованных в вулканогенных толщах кислого состава;
- 3) *криворожский* тип месторождений, локализованных в сланцевых толщах.

Выделение как типовых объектов фанерозойских образований, принятое в первых двух случаях, кажется нам предпочтительнее докембрийских, поскольку значительный метаморфизм последних часто делает неоднозначной трактовку их генезиса. Третий тип, по признанию большинства специалистов, характерен именно для докембрия; промышленные аналоги его в фанерозое неизвестны. Близкими, но неполными аналогами могут служить лишь кембрийские месторождения Малого Хингана и Удско-Шантарской зоны (Дальний Восток).

Предложенное Л. Н. Формозовой [319] разделение железоносных вулканогенно-осадочных формаций на порфиристо-лептитовую, вулканогенно-карбонатную группы и кремнисто-сланцевую формацию учтено нами, но несколько отличается от последующего описания (так, например, Коргонская группа месторождений была помещена этим исследователем в одну группу с Лан-Дильской). Наиболее близкой к нашей является классификация Н. П. Семеново [264], построенная главным образом на месторождениях Украинского щита и их докембрийских аналогах.

Выделяемый Г. А. Гроссом [398] киватинский тип, вошедший в литературу также под названием «тип Верхнего озера» или тип Сьюперитор, является близким аналогом криворожского. Что же касается типа алгома, то он хотя и близок к коргонскому (стрибергскому) но по характеру разреза несколько отличается от него и является переходным между лан-дильским и коргонским типами, что будет подробно рассмотрено ниже.

Как будет показано далее, предлагаемое нами разделение учитывает важнейшие параметры оруденения: генезис, условия залегания, выдержанность и морфологию рудных тел, состав руд и размеры месторождений, что позволяет использовать ее для региональной прогнозной оценки железорудных провинций [288].

Понятие о *типе лан-диль* как специфичной железорудной формации, объединяющей *вулканогенно-осадочные кремнисто-магнетито-гематитовые руды, связанные с основным вулканизмом*, введено в литературу Г. Шнайдерхёном [468]. Им же было высказано предположение о наличии лан-дильских аналогов в докембрии Канадского и других щитов, таким образом, этот термин по сравнению с менее определенным «типом Алгома» Г. А. Гросса пользуется правом приоритета. Месторождения Лан-Дильской мульды детально изучались Г. Боттке, В. Кегелем, Е. Леманном, Г. Ю. Липпертом, Г. Хардером, А. Циссарцем и др. [372, 394, 400, 417, 425, 500]. Возникшие у них генетические представления неоднократно анализировались целым рядом геологов при изучении однотипных месторождений и разработке металлогенических концепций и достаточно хорошо известны. Рассмотрим здесь в краткой форме строение месторождений Лан-Дильской группы и идентичных им месторождений Шляйцкого трога Восточной Тюрингии, с которыми нам достаточно подробно удалось ознакомиться лично.

Месторождения Лан-Дильской группы (Линденберг, Ауменау, Обершельд, Мартенберг и др.) приурочены к раннегеосинклинальным осадочно-вулканогенным толщам герцинид Рейнских сланцевых гор и располагаются в краевых частях внутригеосинклинальных прогибов на склонах Зигерляндского антиклинорного выступа. Рудовмещающие отложения переменной мощности (от 500—600 до 1500 м в полных разрезах) относятся к среднему девону-нижнему карбону. Они залегают на толще глинистых сланцев нижнего девона (аспидная формация) и представлены переслаиванием покровов щелочно-основных базитов и их туфов (вейльбургиты, мандельштейны, шальштейны) с известняками и известковисто-кремнистыми сланцами. К западу эти отложения сменяются синхронными сланцево-карбонатными толщами.

Железные руды в виде линзообразных залежей залегают внутри шальштейнового комплекса, представляющего собой сложное сочетание альбитизированных и хлоритизированных туфов, миндалекаменных спилитовых лав, туффитовых известняков, но главная масса руд сконцентрирована в так называемой «граничной залежи», покрывающей этот комплекс и приуроченной к верхней границе среднего девона (рис. 13). Перекрывающие основной рудоносный комплекс верхнедевонские отложения представлены пестроцветными сланцами, а в верхней части разреза — покровами диабазов и небольшими лин-

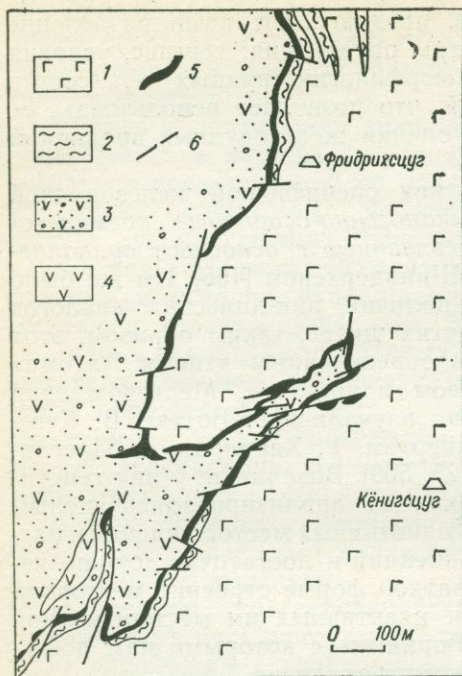


Рис. 13. Схема геологического строения месторождения Айбах в районе шахт Фридрихсгруб и Кёнигсгруб (Дильская мулда). По В. Хенке, В. Кегелю и другим, 1934 г.

1—2 — верхнедевонские — нижнекарбонные отложения: 1 — покровные диабазы, 2 — сланцы и известняки; 3—5 — среднедевонские отложения: 3 — шальштейновый комплекс, 4 — диабазы, 5 — гематитовые руды; 6 — разломы.

зами залегающих на диабазовых железных руд, относимых уже к кульму (нижний карбон). В некоторых случаях «покровные диабазы» ложатся прямо на «граничную залежь» (см. рис. 13). Более молодые отложения карбона распространены к юго-западу и северо-западу — в осевых частях Зауэрляндского и Гессенского синклиналиев, а в районе месторождений рудовмещающий комплекс пермскими осадками (цехштейн).

с резким несогласием перекрыт пермскими осадками (цехштейн).

Рудные залежи имеют обычно длину не более 1 км при мощности 2—6 м (иногда до 10 м и более); рудные тела «граничной залежи» достигают длины 4—5 км. Наиболее распространены кремнисто-гематитовые и карбонатно-гематитовые руды («красные железняки»), реже встречаются сплошные магнетито-гематитовые и хлорито-магнетитовые. Иногда среди гематитовых руд отмечаются прослои сидерита вплоть до его преобладания над остальными рудными минералами (рудники Ведель, Губерт и Гротенберг).

Пиритовые руды в прослоях мощностью до 1—2 м обычно тяготеют к хлорито-магнетитовым разновидностям и часто ассоциируют с прослоями углеродистых сланцев (антраксолита). Особенно большие скопления антраксолита отмечены в районе шахты Кёнигсгруб в Обершельде, где они тесно связаны с субвулканической интрузией кератофиров, прорывающих и метаморфизующих гематитовые и сульфидные руды.

Химический состав руд меняется в зависимости от их типа (табл. 5). В кремнистых рудах, отработывавшихся как руды I сорта ранее других [500], среднее содержание железа составляло 48—50% при высоком (18%) содержании кремнезема. В карбонатных рудах обычно 30—35% Fe, 5—10% SiO<sub>2</sub>, 20—

24% СаО. Запасы руд, по данным Г. Шнейдерхёна [468], около 30 млн. т.

Месторождения Шляйцкой группы в Восточной Тюрингии являются полными аналогами лан-дильских, что неоднократно подчеркивалось всеми изучавшими их исследователями [396, 462, 463, 497 и др.]. Большое сходство имеет и строение рудовмещающих толщ, отличающихся от лан-дильских лишь несколько большей ролью карбонатных пород и появлением эффузивов базито-ультрабазитового состава. Рудоносная толща шальштейнов, диабазов и известняков лежит на сланцево-граувакковой пачке среднего-низов верхнего девона и перекрывается пачкой известковистых пестроцветов верхнего девона и еще выше — сланцево-углисто-карбонатной толщей нижнего карбона с прослоями туффитов и туфов кератофирового состава, шальштейнов и диабазов. Железорудные залежи, подобно лан-дильским месторождениям, приурочены в основном к одному стратиграфическому горизонту — кровле рудоносной карбонатно-вулканогенной толщи, образуя линзовидные залежи (рис. 14) и иногда переслаиваясь с карбонатными осадками и туфами. Проведенное Г.-Ю. Рёслером [462] детальное петрологическое изучение рудовмещающих толщ позволило выделить в вулканогенном комплексе оливниновые диабазы и пикриты, кварцевые диабазы, спилиты, разнообразные туфы (в том числе наиболее распространенные шальштейны — агломератовые туфы известняково-диабазового и известняково-спилитового состава).

Выявленные прослои кератофировых туфов столь незначительны по объему, что, по образному выражению Г.-Ю. Рёслера, в Тюрингии лучше говорить о «спилитовых», а не о «кератофировых железных рудах», как определял лан-дильский тип Г. Шнайдерхён. Между шальштейнами и сравнительно чистыми известняками существуют практически все переходные разновидности, отвечающие синхронному накоплению карбонатных и туфовых толщ, субмаринному характеру вулканизма.

Линзовидные рудные залежи имеют небольшие размеры: 2—5 м по мощности и до нескольких сотен метров по простиранию. Обычно на месторождениях имеется несколько таких залежей, переслаивающихся с вулканогенным материалом. Отчетливо выделяется три типа руд: 1) кремнисто-гематитовые (до 40% Fe, около 25—30% SiO<sub>2</sub>); 2) карбонатно-гематитовые, убогие (обычно 15—20% Fe, 35% в богатых разновидностях), разрабатывавшиеся из-за возможности добавления их в шихту в качестве флюса; 3) хлорито-магнетитовые, наиболее богатые (45% Fe, 15—25% SiO<sub>2</sub>), но развитые локально, вблизи вулканических жерловин (месторождение Пёрмиц). Об особенностях химического состава различных типов руд можно судить по данным, приведенным в табл. 5. Кроме гематита в рудах

Химический состав, вес. %, железных руд месторождений  
Г. Хардера

Проба	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Шахта Констанца (Лангенбах, Лан-Дильская мульда); кремнисто-гематитовая руда	46,79	0,05	0,25	50,80	0,40	0,01
Шахта Кёнигсцуг (Айбах-Обершельд, Лан-Дильская мульда); карбонатно-гематитовая руда	2,59	0,10	0,75	52,56	0,88	0,11
Шахты Гёрквитц, Пёрмитц (имени 13 Октября), Шляйцкий трог; кремнисто-гематитовая руда (среднее из 8 анализов)	29,60	0,06	0,36	52,32	0,36	0,04
Шахта Гёрквитц, Шляйцкий трог; карбонатно-гематитовая руда (среднее из 12 анализов)	3,23	0,07	0,66	46,98	0,43	0,21
Пёрмитц (шахта «Красная звезда»), Шляйцкий трог; хлорито-магнетитовая руда (среднее из 4 анализов)	19,03	0,22	2,76	41,46	18,40	0,10

присутствуют лептохлориты и сидерит; в небольшом количестве, чаще в виде прожилков, не выходящих, впрочем, за пределы рудных пластов, встречаются пирит, халькопирит, сфалерит. В районе Порича и Огинца, по данным Р. Грэбе [396], стратиграфическим аналогом гематитовых руд являются сульфидоносные черные сланцы с никелесодержащим пиритом. Локально отмечаются повышенные содержания марганца (до 10,5%), не переходящие в рудные концентрации.

Первоначальные представления о генезисе руд лан-дильского типа (Е. Римани, Ф. Фрех, А. Денкман и другие), возникшие еще в конце XIX в., состояли в метасоматическом толковании образования рудных залежей на контакте с богатыми железом диабазами и шальштейнами. Основоположником эксгальационно-осадочной гипотезы применительно к этим рудам можно считать Е. Харборта [399], обнаружившего незатронутые метасоматическими процессами остатки ископаемой фауны в богатых рудах и первым проводящего аналогию между девонскими рудами и фумарольными железорудными полями ныне действующих вулканов.

Современная гипотеза гидротермально-осадочного образования лан-дильских и шляйцских месторождений может быть обоснована следующими фактами:

- 1) локализацией руд в виде линзовидных залежей и их четкой стратиграфической приуроченностью;
- 2) синседиментационными текстурами руд: в пределах руд-

Лан-Дильской и Шляйцкой групп, по данным  
[400] и автора

CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	S <sup>2-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма
0,80	0,02	0,04	0,05	0,17	0,028	0,12	0,06	0,27	0,08	99,94
22,40	0,21	0,03	0,05	0,009	0,31	0,084	18,50	1,12	0,21	99,91
7,43	2,41	0,37	0,12	0,01	0,019	0,13	6,36	0,31	0,09	99,99
24,13	1,32	0,19	0,09	0,01	0,28	0,06	21,02	1,09	0,21	99,98
7,46	3,22	0,47	0,11	—	0,03	0,46	5,78	0,26	0,20	99,96

ного поля Пёрмитц нам удалось выявить в кремнисто-гематитовых рудах с примесью туффитового материала косую слоистость и типичные «кластические дайки» (заполнение туффитовым материалом трещин усыхания);

3) синхронностью рудообразования и вулканизма: рудовмещающие туфы на участке месторождения Гёрквитц, по нашим наблюдениям, содержат оплавленные обломки магнетито-гематитовых и хлорито-гематитовых руд;

4) ясно выраженной зональностью в составе рудных залежей по отношению к эруптивным центрам девонской эпохи [404, 462], вблизи них, на грубообломочных туфах и агломератах локализованы хлорито-магнетитовые руды, сменяющиеся в сторону туфгенно-осадочных фаций кремнисто-гематитовыми, а затем брекчиевыми карбонатно-гематитовыми;

5) геохимическим и изотопно-геохимическим сходством базитовых вулканитов и руд: повышенным содержанием Ni, V, Cr, Cu, Ba, Sr, аналогией в изотопном составе рассеянного свинца, составляющего, по нашим данным [453], для диабазов шальштейнового комплекса <sup>208</sup>Pb=51,5; <sup>207</sup>Pb=21,7; <sup>206</sup>Pb=25,3 и <sup>204</sup>Pb=1,37, а для руд соответственно 51,3; 21,5; 25,8 и 1,39 (рис. 15).

Механизм рудообразования, по Г.-Ю. Рёслеру, сводился к выпадению хлорито-магнетитовых и гематитовых руд из газовой-гидротермальных растворов около кратера при высоком редокспотенциале, что свидетельствует о преобладании гидро-

термальной фазы. Брекчиевые карбонатные руды — результат переотложения окисных руд при заключительных пароксизмах.

Подобных взглядов придерживается подавляющее большинство других исследователей, представления которых отличаются друг от друга лишь гипотезами о составе гидротерм (эксгалиций). Особняком стоит гипотеза Х. Хентшела [404], предполагающего освобождение рудного вещества при спилитизации диабазов в условиях насыщения их водной фазой из морского бассейна и возможности прямого перехода спилитов в кремнисто-гематитовые руды, что не подтверждается наблюдениями. Возрождению метасоматической гипотезы, осуществленному Е. Леманном [425], противоречат осадочные текстуры руд, а экзотическая гипотеза Р. Грэбе [396], предполагающая переотложение латеритных руд вблизи островной суши, не подтверждается упомянутой зональностью в размещении оруденения и наличием оплавленных обломков руд в туфах.

Другими примерами фанерозойских кремнисто-железорудных месторождений лан-дильского типа могут служить нижнепалеозойские месторождения Горной Шории, Центрального Казахстана и Прибалхашья (Кумдыкуль, Бурултас, Тоймасшоки, Карашат), девонские месторождения Моравии в районе Горни Бенешова, триасовые месторождения динарид Югославии (Смрека, Потоци, Пржици и др). В ряде случаев магнетитовый состав залежей на этих месторождениях обусловлен процессами более позднего метаморфизма руд.

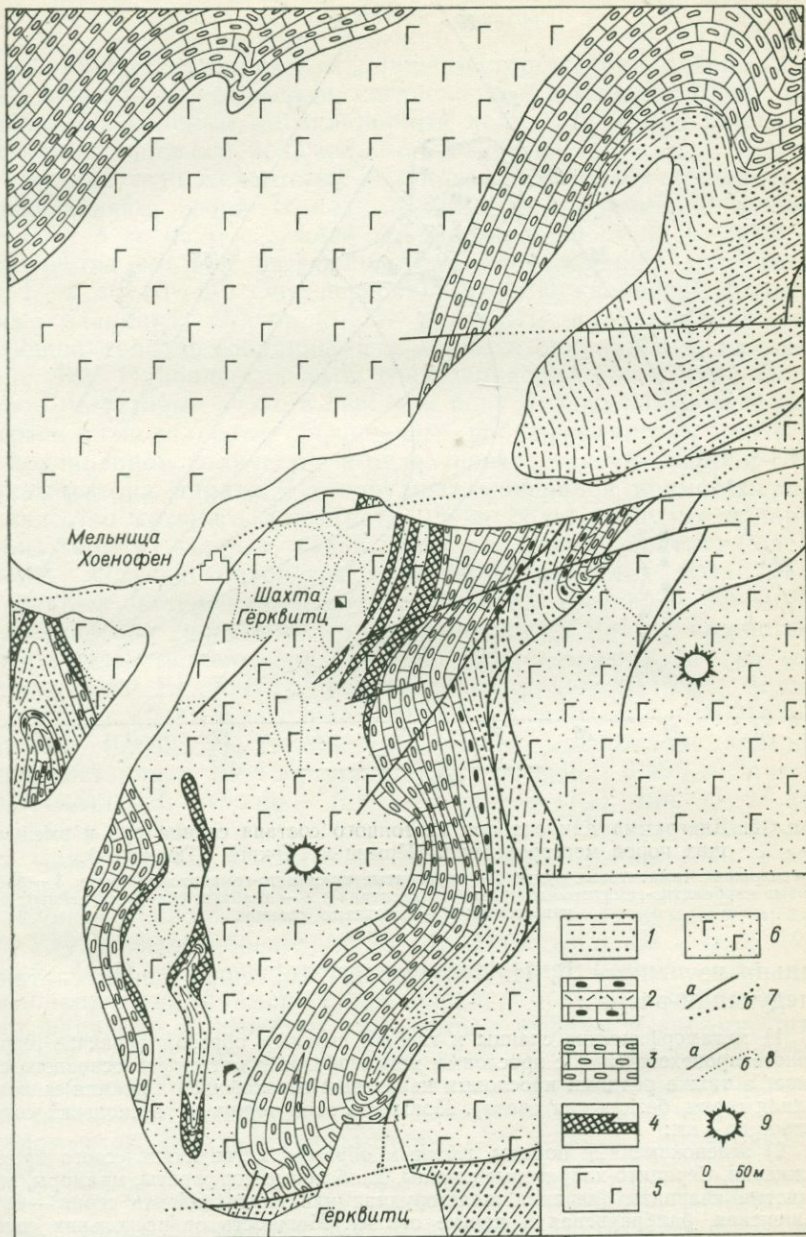
В строении рудовмещающих толщ и положении оруденения в разрезе выявляются те же закономерности, что были отмечены для Лан-Дильской и Шляйцкой групп. Например, на месторождении Тоймасшоки рудовмещающая толща, представленная переслаиванием кремнисто-талковых сланцев, пироксеновых порфиров и кварцитов с мощными (15—62 м) линзами гематитовых руд, подстилается толщей кремнистых сланцев и аркозовых песчаников и перекрывается толщей эффузивов основного состава [199].

В аналогичной обстановке локализованы и докембрийские аналоги лан-дильских руд, примером которых могут служить месторождения Улутауского района Центрального Казахстана (Балбраун, Керегетас, Кара-Тюбе, Джетькыз, Каратас, Баздак и др.), объединяемые обычно в Карсакапайский бассейн. Нижнепротерозойские рудовмещающие толщи этого района, де-

---

Рис. 14. Схема геологического строения района Гёрквитцкого месторождения железных руд (Тюрингия, Шляйцкий трог). Составлена с использованием данных Х. Вифеля, 1966 г.

1 — переслаивание глинистых сланцев и граувакковых песчаников; 2 — глинистые известняки с прослоями туфов кератофирирового состава; 3 — узловатые (кремнистые) известняки; 4 — залежи гематитовых руд; 5 — мандельштейны (спилитовые лавы); 6 — туфы основного состава, большей частью альбитизированные; 7 — разрывные нарушения; а — в отложениях D<sub>3</sub>—С, б — под рыхлым покровом; 8 — границы: а — стратиграфические, б — фациальные; 9 — предполагаемые центры извержений. Незаштрихованные участки покрыты четвертичными отложениями.



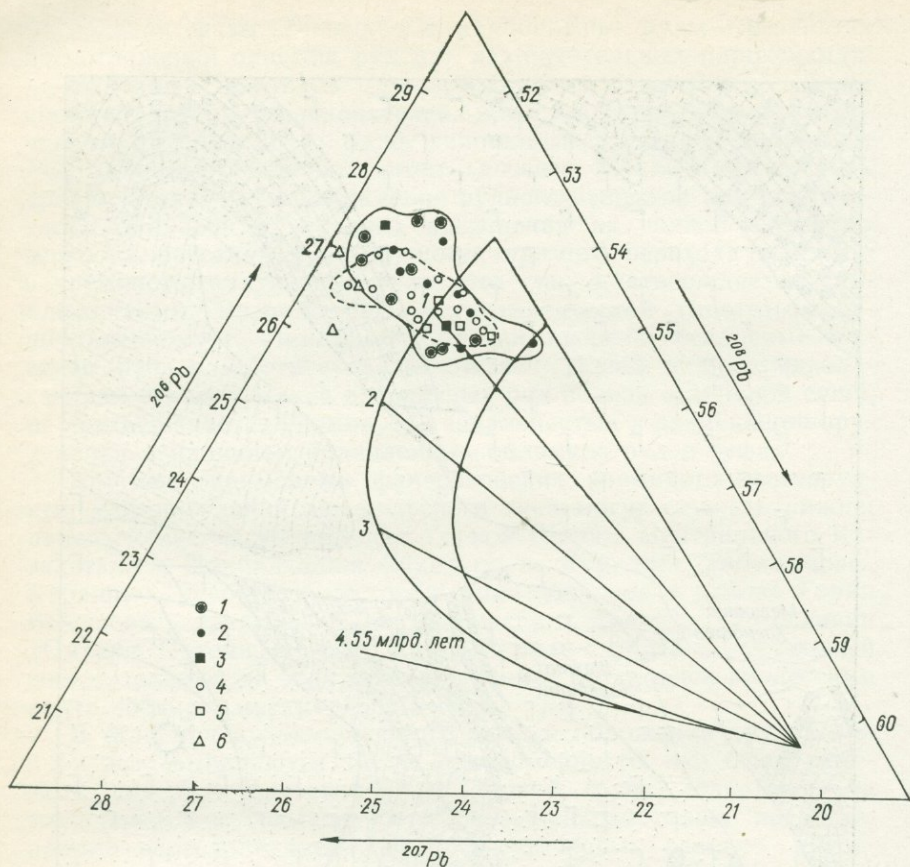


Рис. 15. Диаграмма Кэннона для изотопного состава свинца руд и вмещающих пород месторождений Пёрмиц и Гёрквич (Тюрингия).

1 — сплошные гематитовые руды; 2 — полосчатые кремнисто-гематитовые руды; 3 — брекчиевые карбонатно-гематитовые руды («шеккенэртц»); 4 — диабазы (мандельштейны); 5 — известняки; 6 — глинистые сланцы.

тально изученные Л. И. Филатовой [316], снизу вверх слагают следующий разрез:

1) метаморфические сланцы и гнейсы, главным образом первично-терригенного происхождения с прослоями метадиабазов и метатуфов основного состава, а также редкими прослоями кварцевых кератофилов (нижняя железорудная серия, баздакская свита). Мощность этой толщи от нескольких сотен метров до 4 км;

2) зеленокаменные породы, главным образом метавулканического происхождения. Серцитово-хлоритовые сланцы, диабазовые порфириды, мраморы, железистые кварциты (верхняя железорудная или карсакпайская серия — бурмашинская, балбраунская и другие свиты). Мощность от нескольких сотен метров до 2—2,5 км.

Верхняя часть разреза толщ, объединяющихся в «верхнюю железорудную серию», — локально развитая жаксыкандинская свита, перекрывающая желе-

зональные толщи соуктальской свиты, представлена диабазами, базальтовыми порфиритами и их туфами с прослоями зеленых сланцев и микрокварцитов общей мощностью 1,5—2 км; она может служить аналогом «кроющих диабазов» Рейнских Сланцевых гор и Восточной Тюрингии.

В общем тектоническом плане месторождения района Улутау, подобно лан-дильским, согласно М. С. Маркову [168], приурочены к склонам антиклинорных поднятий внутри раннегеосинклинального зеленокаменного прогиба.

Рудные тела железистых кварцитов на этих месторождениях представляют собой согласные линзовидные залежи мощностью от 3 до 90 м с длиной по простиранию от 80 до 2500 м, количество которых на различных месторождениях колеблется от 1—2 до 50—60. Они переслаиваются с кварцево-серицитовыми сланцами, будучи вместе с ними и остальной рудовмещающей толщей собранными в узкие изоклинальные складки (рис. 16). Наиболее развиты тонкозернистые полосчатые кварцево-гематитовые руды, в лежачем боку рудных залежей встречаются разновидности, обогащенные порфиробластами маршита. В подчиненном количестве в рудах присутствует сидерит и единичные зерна пирита. Из нерудных минералов кроме кварца, количество которого достигает 40% и более, в рудах обнаружены серицит, хлорит, тальк, кальцит, эпидот, апатит. Содержание железа колеблется в широких пределах (20—63%), в среднем по различным месторождениям составляя 32—40%. О химическом составе железистых кварцитов Улутау можно получить представление из табл. 6. Элементы-примеси (на месторождении Балбраун) представлены цинком (0,15%), медью и свинцом (0,001%), барием (0,003%), ванадием (0,0015%), никелем (0,0005%), германием. Среднее содержание кремнезема составляет 29—34, серы 0,22, фосфора 0,15%. Запасы месторождений невелики (от 1—3 до 30—100 млн. т), к настоящему времени в целом по району Улутау разведано 255 млн. т. руды. Прогнозные запасы до глубины 1000 м мы оцениваем в размере около 0,5 млрд. т [288].

Вулканогенно-осадочное происхождение железистых кварцитов Улутау было обосновано Ю. Ир. Половинкиной и Б. Б. Розиной [266] в результате детального петрологического исследования руд и вмещающих пород. Согласно залегание и переслаивание железистых кварцитов с туфами и лавами, спилитовый состав которых и структурно-текстурные особенности свидетельствуют о подводном характере излияний, в сущности, уже исключают возможность осадочного рудоотложения за счет равномерного поступления растворенного железа с выветривающейся суши.

Особое внимание Ю. Ир. Половинкина обращает на тальковые сланцы в лежачем боку рудных тел, которые судя по их структуре и химическому составу первично «вероятнее всего являются эффузивами».

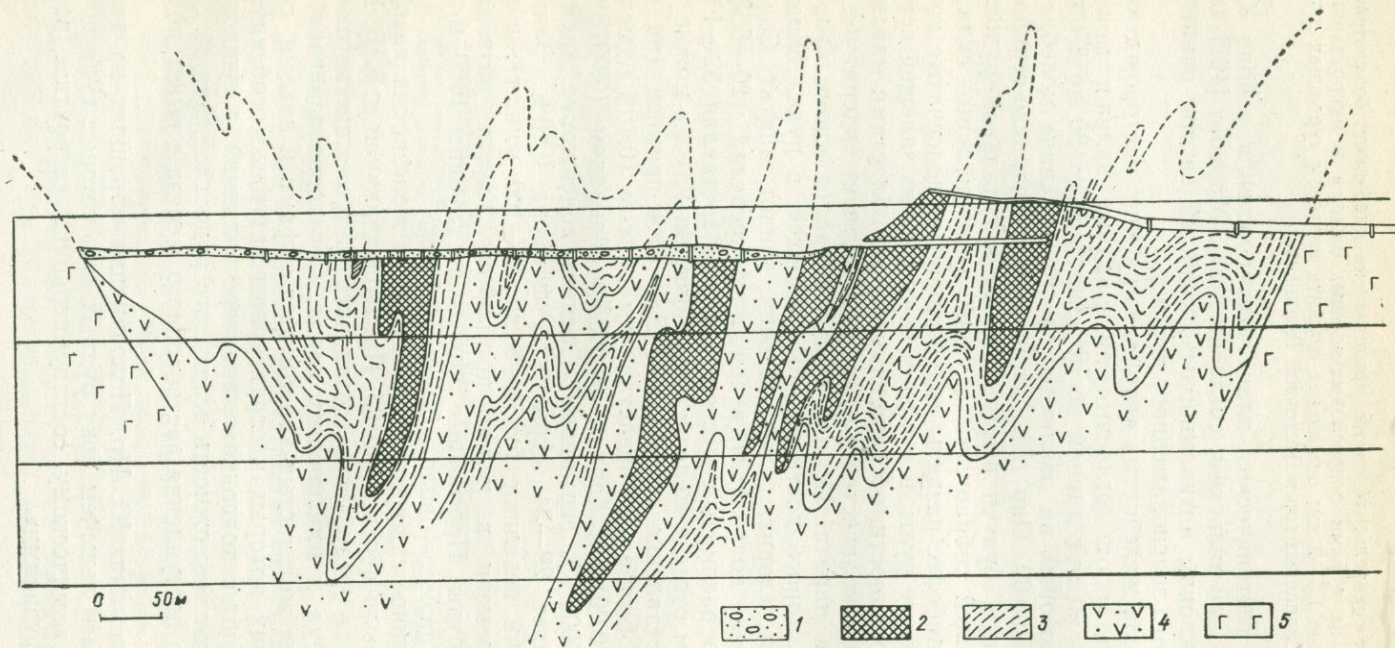


Рис. 16. Разрез месторождения Кергетас (Карсакапайский бассейн). По Р. М. Узбекову, 1960 г.

1 — мезозойско-кайнозойский рыхлый покров, суглинки и пестроцветные глины; 2 — рудный горизонт с прослоями кварцево-серицитовых сланцев и туфогенных зеленых сланцев; 3 — кварцево-серицитовые сланцы; 4 — туфогенные, обычно рассланцованные зеленокаменные породы; 5 — интрузивные габбро-диориты.

Таблица 6

Химический состав, вес. %, железистых кварцитов бассейна Улутау, по Ю. Ир. Половинкиной  
и Б. Б. Розиной (226)

Проба	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
Железнодорожная выемка на левом берегу р. Кумолы; гематитовый кварцит	20,60	0,43	2,51	73,84	0,72	Следы	Следы	0,10	—	—	1,14	0,56	—	99,90
Карьер к северу от г. Кара-Тюбе; мартито-гематитовый кварцит	26,53	0,25	0,20	70,64	0,50	0,02	»	0,07	0,20	0,20	1,07	0,28	—	99,71
Сопка к северу от г. Кара-Тюбе; то же	11,92	0,42	2,30	82,22	0,57	0,06	»	0,60	—	—	0,91	0,83	—	99,83
Левый берег р. Кумолы у медеплавильного завода; то же	22,56	0,26	1,07	73,60	0,45	0,01	0,16	0,19	0,09	0,50	0,54	0,15	—	99,58
Пос. Карсакпай, Джек-казганская улица; амфиболо-магнетитовый кварцит	32,54	0,28	2,28	45,78	15,27	0,06	0,59	1,25	1,46	0,16	0,25	0,10	0,34	100,36
Левый берег р. Кумолы, у железнодорожного моста; магнетитовый кварцит	42,50	0,24	1,75	37,28	14,76	0,10	0,62	0,63	0,49	0,49	0,87	0,11	—	99,84

Структуры руд, и в особенности тонкое срастание гематита с первично коллоидальным кварцем, приводят к выводу о механизме рудоотложения, идентичном предложенному для лан-дильских руд,— субмаринному хемогенно-осадочному накоплению железа и кремнезема из вулканических гидротерм. Ссылаясь на фундаментальные работы В. Н. Лодочникова по серпентинизации как результату деятельности ювенильных автомагматических растворов («появление поствулканического гематита в связи с серпентинитами представляет собой явление довольно обычное»), Ю. Ир. Половинкина считает этот процесс определяющим в выносе железа и кремнезема из вулканогенных образований. Часть руд, судя по наблюдаемому замещению гематитом серицита в кварцево-сланцевых сланцах, возникла метасоматическим путем. Дополнительным фактом в пользу аналогии улутауских и лан-дильских руд могут служить наблюдения, сделанные нами при осмотре Карсакпайского рудного района и подтверждающие тяготение хлоритомagnetитовых руд к древним центрам извержений (например, в районе скопления аглолав в западной части Карсакпая на «новых участках» и др.) и смену их по простиранию кварцево-гематитовыми разностями.

Другими примерами месторождений лан-дильского типа могут служить месторождения Ийлгарнского и Пилбарского районов Австралии, провинции Черчилл в Канаде, штата Андра-Прадеш в Индии, залегающие в сланцево-метабазитовых и гнейсо-амфиболитовых толщах.

Тектоническая позиция месторождений лан-дильского типа, а также строение и состав рудовмещающих осадочно-вулканогенных формаций обладают удивительным сходством независимо от их возраста и степени метамофизма. Они приурочены к антиклинальным поднятиям внутри раннегеосинклинальных прогибов фемического профиля и локализованы в верхней части разреза, отвечающего субмаринному осадконакоплению и вулканизму начальных и ранних этапов развития геосинклинали. Характерный разрез толщ района месторождений (снизу вверх):

1) сланцевые толщи аспидной формации (обычно в неполной мощности; километровых мощностей эта формация достигает в центральных частях прогибов);

2) толща сложного переслаивания карбонатных и сланцевых пород с туфовыми и лавовыми покровами базальтоидов щелочного (спилитового) уклона; в средних частях этой толщи локализованы отдельные рудные линзы, а в верхней части, иногда почти нацело туффито-сланцево-карбонатной с большим количеством черных (углеродистых и сульфидосодержащих) сланцев — основные рудные тела;

3) толща «кроющих» спилито-диабазов с небольшими линзами руд. Выше лежат флишоидные толщи, но в стороне от

районов месторождений,— в центральных частях геосинклинальных прогибов.

В докембрийских областях региональный метаморфизм превращает в амфиболиты не только основные вулканиты, но и углеродистые сланцы и известняки (доломиты), поэтому «амфиболитовый» профиль рудовмещающей толщи проявлен еще ярче. Вместе с тем масштабы оруденения в докембрийских геосинклиналях значительно больше: они достигают 50—100, реже до 300—500 млн. т. руды в пределах одного поля, тогда как палеозойские аналоги образуют рудные поля 5—10 млн. т и лишь для рудного района в целом образуют запасы 40—50 млн. т руды. Наряду с рудами высокого качества для лан-дильского типа характерен переход к сульфидным и сидеритовым разностям (последние в метаморфизованных толщах обычно переходят во вторичные магнетиты). В соответствии со своей тектонической позицией *гематитовые руды лан-дильского типа синхронны сульфидным (колчеданным и медно-колчеданным) залежам, также образующимся в раннегеосинклинальных толщах фемических геосинклиналей*, но уже в центральных частях прогиба.

В более сложных случаях, когда отдельные части этих прогибов формируются на жестком основании ранее консолидированной геосинклинали предыдущего цикла, они могут оказаться в едином латеральном ряду не только с медно-колчеданными, но и с колчеданно-полиметаллическими месторождениями. Наглядным примером могут служить вышеописанные месторождения Лан-Дильской и Шляйцкой групп, на одном стратиграфическом уровне с которыми находится вулканогенно-осадочное колчеданно-полиметаллическое месторождение Раммельсберг. Наиболее характерной, однако, является связь именно с колчеданными и медно-колчеданными (медно-цинковыми) залежами, примером чего являются протерозойские геосинклинали южной окраины Канадского щита. Тесная связь накопления колчеданных руд с железистыми кварцитами лан-дильского типа в локальной форме проявляется иногда и непосредственно в рудных полях колчеданных месторождений: таковы железистые кварциты Хаутоварского рудного поля в Центральной Карелии или проявления их в Северном Приладожье [220], на южном продолжении Главного полиметаллического пояса Финляндии.

Примером кремнисто-гематитовых руд, локализованных среди вулканогенных толщ *кислого* состава, могут служить месторождения Коргонской группы, интенсивно изучавшиеся в 50-е и 60-е годы большой группой геологов, включая автора [119, 129, 228 и др.]. Месторождения этой группы можно разделить на несколько генетических разновидностей, связанных между собой постепенными переходами: 1) гидротермальные, 2) гидротермально-осадочные и 3) хемогенно-осадочные. Из них две первые тесно взаимосвязанные разновидности образуются вблизи вулканических аппаратов, будучи непосредственно

отложены из фумарол и терм, и выделяются нами в собственно *коргонский тип* вулканогенно-осадочных месторождений. Примером третьей разновидности месторождений, возникающих в удалении от вулканических аппаратов, может служить Калгутинское месторождение, бóльшая часть рудных тел которого, по А. С. Калугину [131], образована осадочным путем за счет перетолжения вулканического материала.

Форма гидротермальных жил и метасоматических зон и их размеры весьма разнообразны: от мелких жилок мощностью несколько миллиметров до широких (30—40 м) зон брекчирования и метасоматического ожелезнения. Рудные тела сложены в основном гематитом и кварцем, частью также псиломеланом, анкеритом, баритом, серицитом, реже хлоритом. Содержание железа в рудах резко колеблется, составляя в среднем 40%. В десятых долях процента в рудах встречен Ti и P, в сотых Sr, Zr, Sg, в тысячных Ni, Co, Mo, V, Cu, Zn и Ga. Запасы руд в таких месторождениях невелики, лишь в некоторых случаях достигают 25 млн. т (Рудный Лог).

Связь описываемых рудных образований с вулканической деятельностью наиболее отчетливо проявляется в случае перехода их в покрывающие пластовые гидротермально-осадочные гематитовые тела или тесной пространственной ассоциации с последними. Такие явления наблюдаются на Среднекедровском, Верхнекедровском и Коргонском месторождениях (рис. 17).

В характере околорудных изменений намечается вертикальная и латеральная зональность. Для нижней части разреза, в 200—500 м ниже гидротермально-осадочных железорудных пластов, свойственны эпидотизация, хлоритизация и железистая карбонатизация. Для участков предполагаемого выхода фумарол, в основании гидротермально-осадочных рудных пластов, более характерны серитизация и окварцевание, иногда баритизация. Аналитические данные [232] показывают, что по мере приближения к рудному телу во вмещающих породах наблюдается относительный привнос кремнезема, калия, марганца, трехвалентного железа при одновременном обеднении двухвалентным железом и выносе алюминия.

Гидротермально-осадочные магнетито-гематитовые залежи довольно однотипны по своему строению и составу руд. Примером может служить Среднекедровское месторождение (см. рис. 17). Разрез рудовмещающих девонских отложений начинается здесь с известковистых песчаников и андезитовых порфиритов холзунской свиты, обнажающихся в ядре крупной антиклинальной складки северо-западного простирания. Коргонская свита, слагающая северо-восточное крыло этой складки, имеет трехчленное строение и состоит из трех ритмов мощностью 2,3, 1,7 и 1,3 км. Нижняя часть каждого ритма представлена кислыми лавами, грубообломочными туфами и игнимбритами, сменяе-

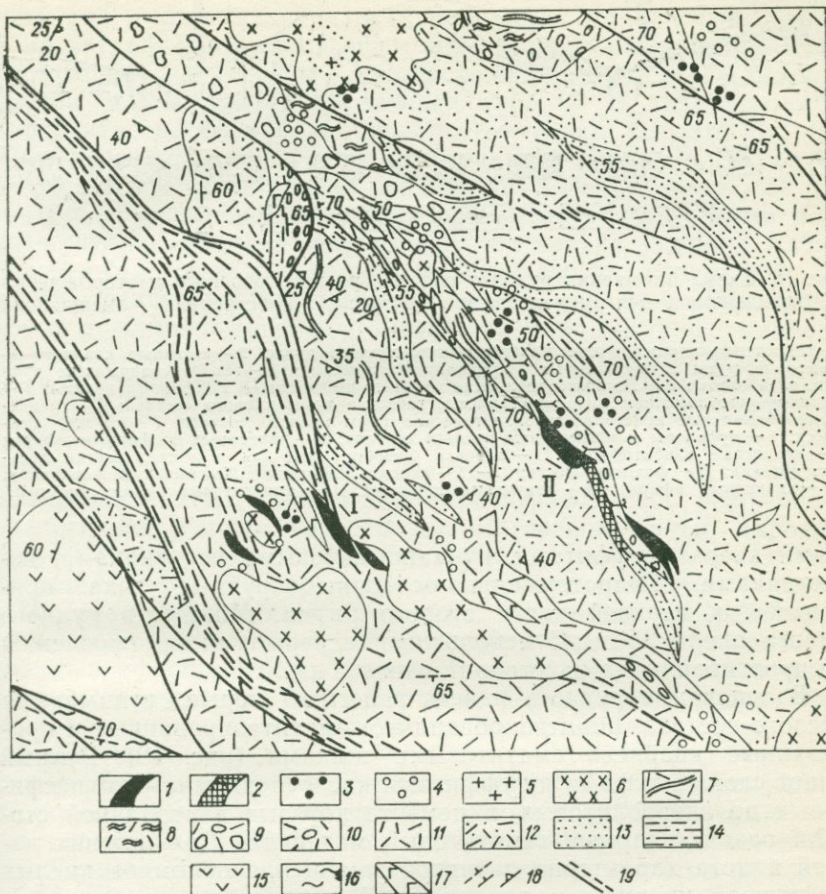


Рис. 17. Схема геологического строения района Средне- и Верхнекедровского месторождений.

1—14 — коргонская свита и сопровождающие ее интрузии: 1 — гематитовые пластовые руды, 2 — гематитсодержащие туффито-песчаники и алевролиты, 3 — участки развития кварцево-гематитовых жил и метасоматического ожелезнения, 4 — поля интенсивного окварцевания и серицитизации, 5 — гранито-порфиры Кытминской жерловины, 6 — кварцевые порфиры и афиры, интрузивные, 7 — флюидалльные лавы кислого состава, 8 — лаваоагломераты, 9 — грубообломочные и глыбовые туфы, 10 — туфолавы, игнимбриты, 11 — кварцевые порфиры и афиры, альбитофиры (нерасчлененные), 12 — мелко-среднеобломочные туфы кислого состава, 13 — песчаники и туффито-песчаники, 14 — алевролиты и туффито-алевролиты; 15 — эффузивы и туфы среднего — основного состава с прослоями осадочных пород (холзунская свита); 16 — теректинская свита протерозоя, метаморфические сланцы; 17 — дайки порфиритов; 18 — элементы залегания (слева направо): сланцеватости, слоистости, полосчатости и флюидалльности; 19 — разломы и зоны расланцевания.

I—II — месторождения: I — Верхнекедровское, II — Среднекедровское.

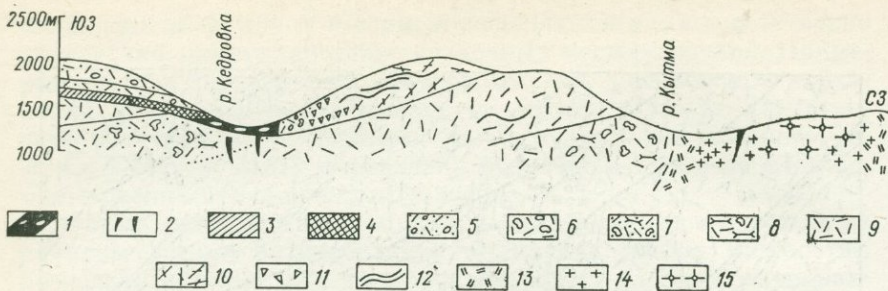


Рис. 18. Схема положения рудного пласта Среднекедровского месторождения по отношению к центру извержения (разрез по простиранию вмещающих толщ).

1 — гидротермально-осадочные пластовые гематитовые руды; 2 — жильные кварцево-гематитовые руды с повышенным содержанием германия; 3 — гематитсодержащие туффито-алевролиты; 4 — гематитсодержащие туффито-песчаники и туффито-гравелиты; 5 — средне-мелкообломочные лито-кристаллокластические туфы кислого состава; 6 — средне-крупнообломочные кристалло-литокластические туфы кислого состава, 7 — то же, спекшиеся; 8 — туфолавы и игнимбриты кислого состава; 9 — кварцевые порфиры и афиры; 10 — кварцевые альбитофиры; 11 — лавовая брекчия (конечная и донная фации лавового потока); 12 — флюидалность; 13—15 — породы, слагающие Кытминскую жерловину; 13 — кварцевые афиры, 14 — кварцевые порфиры, 15 — аляскитовые гранит-порфиры.

мыми сверху туффитами, вулканомиктовыми песчаниками, известняками. Гидротермально-осадочные рудные тела приурочены к верхней части второго ритма. Мощность рудного пласта около 35 м. С небольшими перерывами он прослежен по простиранию на расстоянии около 3 км.

В основании рудного пласта залегают серые игнимбриты кислого состава, пиритизированные, гематитизированные и пронизанные кварцево-гематитовыми жилами (рис. 18). Рудный пласт сложен туфами и туффитами кислого состава — от псефитовых до алевролитовых, в цементе которых в различной степени развит кварцево-гематитовый материал. Для нижних частей пласта характерно активное замещение обломков кислых эффузивов кварцем и гематитом. В мелкообломочных рудах верхней части пласта отмечается хорошо выраженная градационная слоистость. Кровля рудного пласта имеет резкий контакт с вмещающими лиловато-серыми туфолавами кислого состава.

По простиранию рудный горизонт испытывает значительные фациальные изменения. К юго-востоку грубообломочные рудные туфы и туффиты постепенно переходят в мелкообломочные разновидности с одновременным утонением рудного пласта в противоположную сторону, на северо-запад, руды быстро сменяются безрудными агломератовыми туфами, а затем гялокластитами и лавами кислого состава. Далее, на северо-запад, в русле р. Кытма и на ее левобережье обнажена корневая часть вулканического аппарата, производными которого являются породы рудного горизонта.

Главным и практически единственным рудным минералом является гематит, местами (под воздействием субвулканических интрузий и покрывающих вулканитов) перекристаллизованный в магнетит [230]. О химическом составе руд Среднекедровского, Коргонского и других месторождений Коргоно-Кумирской группы можно судить по данным табл. 7. В виде примесей (проценты, десятые доли процента) отмечены Ba, Sr, Mn, Bi, Ti; в сотых долях — Zr и Cu; в тысячных — Ni, V, Pb, Sn, Zr, Y. Отмечается незначительная примесь Mo и Be.

Непосредственная связь железных руд с эйфельскими осадочно-вулканогенными формациями на западе Горного Алтая подтверждается не только пространственной их ассоциацией, но и четко фиксированным возрастом оруденения. Во-первых, среди пород рудовмещающей коргонской свиты во внутриформационных конгломератах, залегающих выше рудных тел по разрезу (район Среднекедровского рудопроявления, правый берег р. Кытмы, в 5 км выше ее устья), содержится галька слоистых гематитовых руд. Во-вторых, к востоку от Коргоно-Кумирской группы месторождений в связующей массе туфов и туффитов кумирской свиты, занимающих стратиграфическое положение, аналогичное рудным горизонтам коргонской свиты (кровля второго вулканического ритма), широко развит гематит, что свидетельствует об определенном времени появления железа в бассейне седиментации. В-третьих, на участке Северококсинского месторождения в агломератовых туфах имеются обломки гранит-порфиров субвулканической интрузии, секущей рудное тело месторождения. Таким образом, формирование рудных тел является синхронным образованию вулканогенных пород коргонской свиты.

Предпосылки к образованию железорудных месторождений в процессе формирования вулканогенных толщ заложены в богатстве летучими эйфельского липаритового очага западной части Горного Алтая. Доказательством этому является широкое распространение туфов и особенно игнимбритов, свидетельствующее о перенасыщении магмы газами [49, 433, 481]. Характерна приуроченность рудных полей к палеоцентрам извержений. Пример Среднекедровского месторождения показывает, что удаление выхода рудных fumarol от предполагаемого жерла вулкана достигает 5 км. Примерно так же удален естественный выход рудного горизонта Коргонского месторождения от поля мелких субвулканических интрузий на правобережье р. Антонова Коргона, на окраине Щебнюхинской палеокальдеры [231].

Слоистые текстуры руд указывают на *осадочный способ их отложения при «внезапном» поступлении в бассейн седиментации больших порций железа*. Наиболее обогащенными гематитом часто оказываются туффиты и туфы с крупными обломками (Северококсинское месторождение, канава № 16) и песчаники

Химический состав, вес. %, гидротермально-осадочных

Проба	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Коргонское месторождение; «рудный туф» из основания нижнего рудного пласта — слоистая гематитовая руда с примесью пирокластиков	27,98	0,26	7,42	53,71	5,66	Следы
Среднекедровское рудопоявление; сланцеватая гематитовая руда	41,09	0,15	4,41	48,10	0,63	»
Верхнекедровское месторождение; рассланцованная гематитовая руда с примесью пирокластиков	54,46	0,18	3,56	37,31	0,48	0,11
Северокосинское месторождение; массивная гематитовая руда	32,41	0,08	1,35	62,24	3,74	0,13
Там же; гематитовая руда с примазками окислов марганца	7,72	0,17	6,06	80,58	2,93	0,39

с наиболее крупными песчинками (Коргонское месторождение). Таким образом, для месторождений коргонского типа, возникших вблизи вулканических аппаратов, представляется маловероятным мнение А. С. Калугина и др. [268], что «...рудное вещество поступало в области седиментации, по-видимому, непрерывно, но отлагалось в значительных концентрациях только в периоды ритмического сокращения или прекращения воздушного и водного привноса пирокластических продуктов». Современные примеры действующих сольфатар также указывают на пульсационный характер их деятельности при значительных масштабах и скорости рудоотложения.

Несмотря на локализацию железных руд среди кислых вулканитов, доказанную разновозрастность с ними и несомненное участие фумарольно-гидротермальных процессов в переносе рудного вещества, в качестве источника рудного железа мы должны на основе петрологических и изотопно-геохимических (рис. 19, 20) данных признать базитовый магматический очаг, прямым порождением которого являются андезито-базальты холзунского горизонта, подстилающие рудовмещающие кварцевые кератофиры [242, 453]. На рис. 19 видно, что относительный дефицит железа ( $\delta$ ) характерен для андезито-базальтовой и диоритогранодиоритовой формаций (IV, V), являющихся рудогенерирующими, но не для рудовмещающей кварцево-кератофировой формации (VI).

железных руд западной части Горного Алтая

Таблица 7

CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	BaO	Сумма
0,11	0,20	2,60	0,76	0,22	0,05	0,92	0,12	—	100,01
0,27	0,26	1,10	0,15	1,48	0,06	0,66	0,05	1,87	100,28
0,28	Следы	1,04	0,16	Следы	0,05	1,72	0,16	0,17	99,68
0,21	»	Следы	Следы	»	0,04	0,20	0,05	—	100,45
0,18	»	1,12	»	»	0,03	0,83	0,12	—	100,13

Размеры вулканогенно-осадочных железорудных месторождений на западе Горного Алтая различны: их запасы колеблются от 20—50 млн. т (Среднекедровское, Коргонское месторождения) до 400—500 млн. т и более (Холзунское месторождение).

Ранее мы уже отмечали аналогию месторождений Коргонской группы, включая строение и состав вмещающих пород, с месторождениями Центральной Швеции [230]. Совпадение в характере рудовмещающих толщ, морфологии и условиях залегания рудных тел нетрудно увидеть из сравнения с картой района месторождения Стриберг (рис. 21). Несмотря на высокий региональный метаморфизм толщ, превративший рудовмещающую осадочно-вулканогенную кварцево-кератофировую толщу в лептиты с их сравнительно однородной порфирово-гранобластовой структурой, а полосчатые кварцево-гематитовые руды в залежи магнезиальных магнетитовых скарноидов, первичная вулканогенно-осадочная природа руд здесь выявляется вполне отчетливо. Лептиты переходят по простиранию в менее метаморфизованные геллефлиты, вулканические текстуры в которых сохранены, а наложение регионального процесса образования «скарноидов» на уже сформированные богатые руды отчетливо можно проследить на ряде месторождений, затронутых «скарнообразованием» лишь в начальной стадии (например, Страсса).

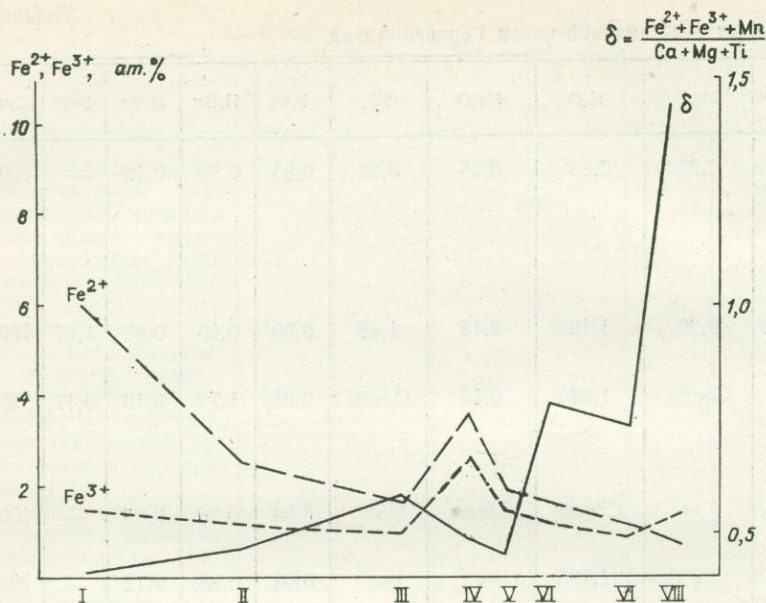


Рис. 19. Эволюционные кривые для петрохимических характеристик магматических формаций Горного Алтая.

*I* — гипербазитовая (C<sub>2</sub>); *II* — габбро-плагногранитовая (C<sub>2</sub>), *III* — гранито-гранодиоритовая (S); *IV* — андезито-базальтовая (D<sub>1-2</sub>); *V* — диорито-гранодиоритовая (D<sub>2</sub>); *VI* — плагногранито-кварцево-кератофириновая (D<sub>2</sub>); *VII* — гранито-диоритовая (D<sub>2</sub>); *VIII* — габбро-сиенитовая (C).

Образование сходных по минеральному составу богатых руд при процессах околотрузивного скарнирования, изученное там же Н. Магнуссоном [430], мы здесь не будем рассматривать. Принципиально оно ничем не отличается от аналогичных процессов в фанерозое, что можно увидеть из описания Белоречского, Инского и других месторождений Горного Алтая [230], синхронность образования которых с вулканогенно-осадочными рудными залежами была нами показана ранее [452].

Для обоснования выделения в докембрии коргонского типа вулканогенно-осадочных руд целесообразно подробнее остановиться на месторождениях типа Стриберг, Стрипа и им подобных в округе Норсберг как наиболее характерных. Рудные тела этих месторождений представляют собой линзообразные залежи с четкими контактами (или по крайней мере одним из них) длиной от нескольких сотен метров до километра со средней мощностью порядка 10—30 м, увеличенной в раздувах складок или сокращенной до разрыва рудных слоев и появления будинаж-структур. Наряду с полосчатыми кварцево-магнетито-гематитовыми рудами встречаются и массивные. В более метаморфизованных разностях относительное количество магне-

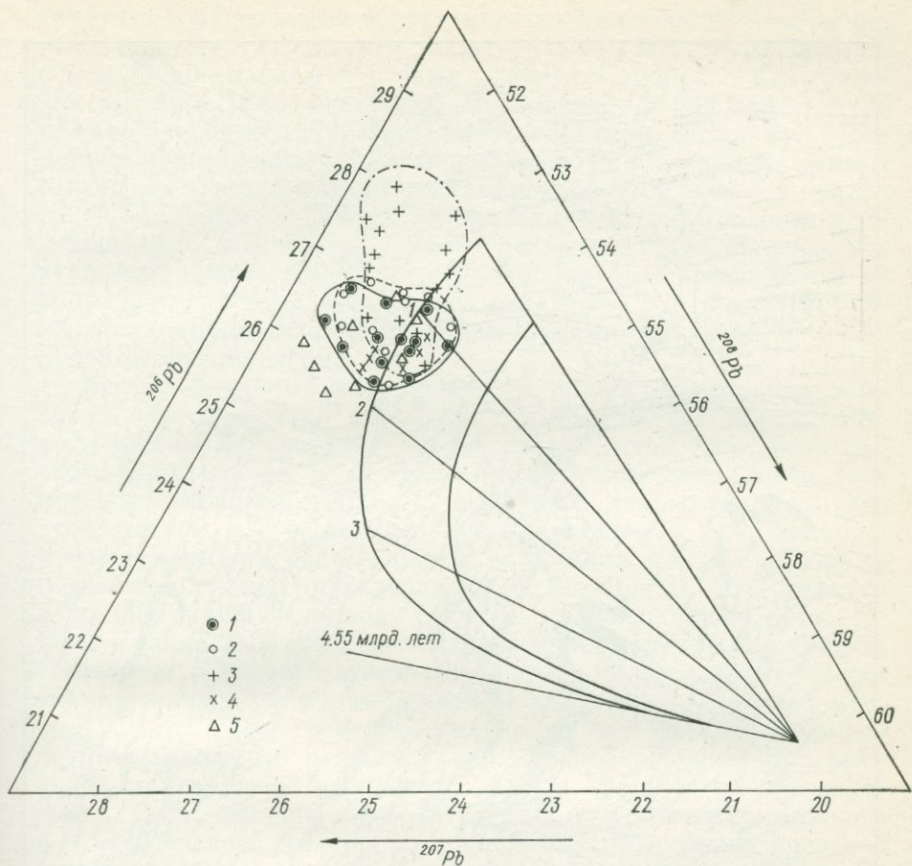


Рис. 20. Диаграмма Кэннона для изотопного состава свинца железных руд и вмещающих пород западной части Горного Алтая. По данным изотопно-спектрального анализа (аналитик П. А. Степанов).

1 — магнетито-гематитовые руды; 2 — андезиты и диабазы холзунского горизонта, подстилающего рудоносный горизонт; 3 — кварцевые кератофиры и силиты рудоносного коргонского горизонта; 4 — субвулканические и гипабиссальные интрузии; 5 — кристаллические сланцы и мраморы докембрийского фундамента.

тата возрастает. Помимо обычных примесей туфогенного характера (кроме кварца — также полевые шпаты и слюды) в метаморфизованных рудах наблюдаются прослой и конкреционные скопления граната, диопсида и актинолита. Большая часть полосчатых железистых кварцитов, по данным П. Гейера и Н. Магнуссона, обрабатывается в виде кусковой руды с содержанием железа 47—52%, менее богатые (ниже 34%) подвергаются обогащению. Характерно низкое содержание фосфора (0,007—0,030%). Марганец обычно присутствует в десятых долях процента, но некоторые мелкие месторождения сложены

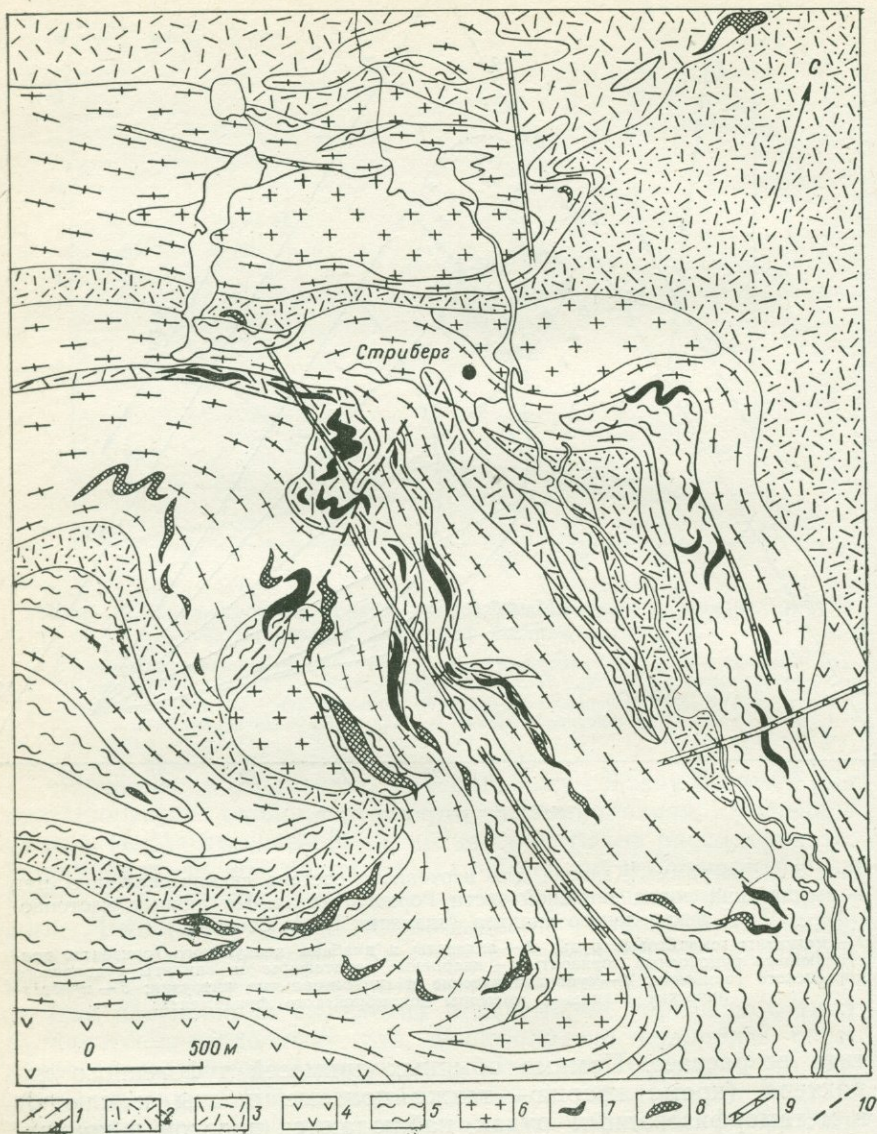


Рис. 21. Схема геологического строения Стрибергского рудного поля, район Пора-Викер. Составлена с использованием данных С. Хьелмквиста.

1 — натриевые лептиты, 2 — то же, с переменным содержанием калия и натрия; 3 — калиевые лептиты; 4 — амфиболиты; 5 — слюдяные сланцы и гнейсы; 6 — палингенные граниты и мигматиты; 7 — кремнисто-гематитовые и кремнисто-магнетитовые рудные залежи, 8 — то же, скарнированные; 9 — дайки диабазов; 10 — разрывные нарушения.

гематито-браунитовыми и гематито-магнетито-родонитовыми рудами (для них характерно также большое количество кремнезема). Общие запасы железных руд типа Стриберг в Центральной Швеции довольно трудно определить, так как в литературе обычно приводятся суммарные цифры по всем типам руд этого района. Ориентировочно их можно оценить в 1 млрд. т. Запасы отдельных месторождений составляют 50—100 млн. т руды.

Наблюдения за текстурами привели шведских геологов к заключению о хемогенном способе отложения рудного вещества в окисной форме совместно с коллоидальным кремнеземом из вулканических терм. Синхронное отложение руд и кислых вулканитов подчеркивается наличием рудных обломков в туфах рудовмещающих толщ.

Весьма близким (а возможно, и полностью аналогичным) типом месторождений железистых кварцитов докембрия являются месторождения Западной Карелии: Костамукша, Межозерское, Суккозерское и др. В последние годы здесь оживились поисково-разведочные работы, выявившие только на одном Костамукшском месторождении и прилегающем к нему месторождении Корпанга запасы порядка 1,5 млрд. т руды. Детально изучавшие эти месторождения В. М. Чернов, В. Я. Горьковец и др. [56] пришли к выводу о вулканогенной природе «лептитовых» и сланцевых толщ, вмещающих пластовые кремнисто-гематитовые и гематито-магнетитовые руды. Вулканогенно-осадочное происхождение рудных залежей авторы обосновывают многочисленными геохимическими данными, подтверждающими литолого-фациальные реконструкции. Личное знакомство с этим районом и данные, полученные нами в процессе работ совместно с В. А. Мызниковым в 1973—1974 гг. в районе Гимольского и Суккозерского месторождений, показали, что интенсивное рассланцевание вмещающих рудные тела пород сильно затрудняет восстановление их первичного облика, хотя в ряде случаев сохраняются типичные игнимбритовые текстуры «фьямме» и другие признаки вулканического происхождения. Интересно, что кулисообразно залегающая по отношению к полосе Костамукша-Гимолы Маньгинская полоса железистых кварцитов сложена совершенно иным спилито-диабазовым комплексом рудовмещающих толщ, а оруденение обнаруживает сходство с ландильским типом, в связи с чем перспективность Маньгинского района, несомненно, ниже, чем Костамукшко-Гимольского.

Для того чтобы подчеркнуть целесообразность выделения коргонского типа вулканогенно-осадочных кремнисто-гематитовых и железисто-кварцитовых месторождений, особенно докембрийских областей, где после работ Г. А. Гросса наметилась тенденция у ряда авторов объединять их вместе с карсакпайским типом в единый тип Алгома, охватывающий все «линзовидные залежи, тесно ассоциирующиеся с вулканической деятельностью» [93], суммируем кратко характерные черты их

тектонической позиции, состава и строения рудовмещающих толщ, особенностей и масштаба оруденения. В отличие от лан-дильского (карсакпайского) *коргонский (стрибергский) тип характерен не для центральных, а для окраинных частей геосинклинальных прогибов, причем возникает он только на фундаменте, образованном инверсией предыдущего геосинклинального цикла.*

Таким образом, хотя прогибы и сочленены «напрямую» с геосинклиналью, в строении их, и в особенности рудовмещающих толщ, отчетливо проявляются также и черты орогенного этапа предыдущего геосинклинального цикла, как это было показано нами для западной части Горного Алтая, Карело-Кольского региона, Центральной Швеции [232, 243]. В. С. Мелешенко и Э. Н. Янов предлагали назвать такие прогибы «пригеосинклинальными», подчеркивая двойственный характер их тектонического развития, отразившийся и в составе слагающих толщ.

Нижние части разреза здесь часто сложены вулканогенными толщами базитового (обычно андезитового) состава, иногда морского, чаще же смешанного с конгломератами моласоидного облика. Особенности химического состава этих не слишком мощных (0,5—1 км) и локально развитых андезитовых толщ показывают их принадлежность к нормальному ряду, в то время как перекрывающая их мощная (до 2—3 км) липарито-кварцево-кератофировая толща имеет явный щелочной уклон как в фанерозойских (Алтай), так и в древних (Швеция, Карелия) «лептитовых» аналогах [56, 230]. По фаціальным условиям — это уже типичные островные архипелаги с развитием внутриформационных конгломератов и агломератов туфов при наличии относительно глубоководных кремнистых осадков. Вулканогенно-осадочные железорудные тела (как кремнистогематитовые и железисто-кварцитовые, так и апатито-магнетитовые) локализованы в средней части кварцево-кератофировых толщ, причем в докембрии они ассоциируют с одновозрастными метасоматическими и железорудными телами, а в фанерозойских — главным образом со скарновыми, локализованными, естественно, в 2—3 км ниже по разрезу [452]. Рудовмещающие толщи перекрыты вулканогенной моласой и (или) сланцево-карбонатными и кварцитовыми осадками эпиконтинентального (субплатформенного) характера.

Если лан-дильские железорудные залежи в сторону геосинклинального прогиба сменяются по латерали медно-колчеданными (медно-цинковыми) залежами, то залежи коргонского типа — колчеданно-полиметаллическими (цинково-свинцовыми и медно-цинково-свинцовыми), примером чего могут служить как западная часть Алтая в пределах Обь-Зайсанской геосинклинали и Коргонского пригеосинклинального прогиба (Коргонские железорудные — Лениногорские свинцовые месторождения), так и Центральная Швеция (железистые кварциты Торрстенберга,

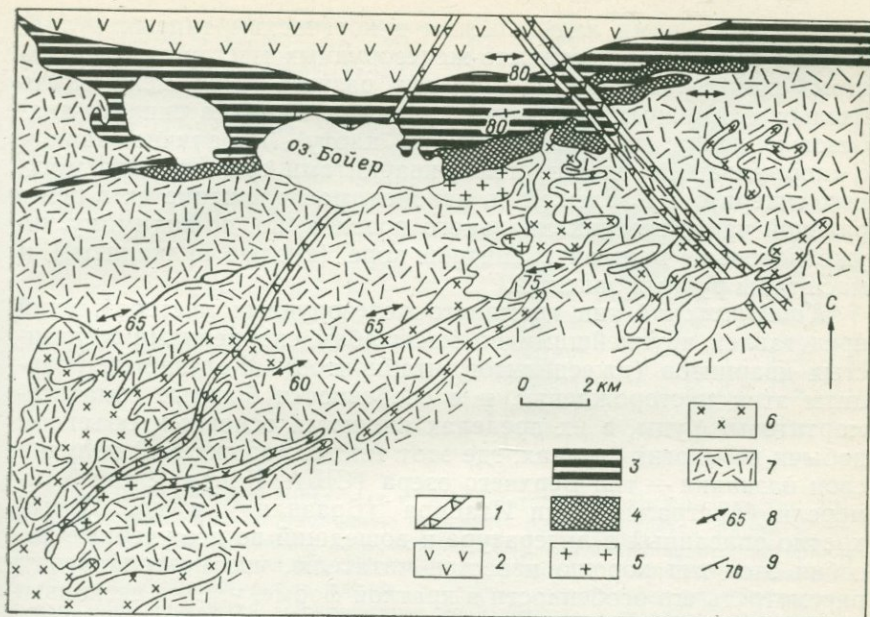


Рис. 22. Схема геологического строения месторождения Гелен (округ Алгома, Мичипикотен, Канада). По А. М. Гудвину, 1962 г.

1 — дайки диабазов; 2 — андезитовые лавы; 3 — слоистые джеспилиты; 4 — сидеритовые и пиритовые руды; 5 — интрузии кварцевых порфиров; 6 — интрузии диоритов; 7 — туфы и лавы риолито-дацитового состава; 8—9 — элементы залегания: 8 — сланцеватости, 9 — слоистости.

Биспберга и полосы Лаксью→колчеданно-полиметаллические месторождения районов Фалун и Грувбергет). В случае гетерогенного строения примыкающей к железорудным районам геосинклинали и развития части прогибов на фундаменте без сиалической коры латеральный ряд дополняется и медно-колчеданными залежами (краевая часть Калбинской зоны Обь-Зайсанской геосинклинали).

Масштабы вулканогенно-осадочных железорудных залежей коргонского типа на целый порядок выше, чем у лан-дильского типа (до 200—500 млн. т в фанерозое и 500—1000 млн. т руды в докембрии), причем экономическая значимость перспективных площадей наращивается упомянутой ассоциацией с полосчатыми метасоматическими и скарново-железорудными залежами, а также наличием в этих районах уникальных апатито-магнетитовых месторождений.

По всем перечисленным параметрам месторождения округа Алгома, и в частности подробно описанное А. М. Гудвиным [394] месторождение Гелен, изображенное по опубликованным им данным на рис. 22, занимают промежуточное положение между

выделенными нами лан-дильским и коргонским типами вулканогенно-осадочных кремнисто-железородных месторождений. Об этом свидетельствуют и характер разреза (переменяемость кислых и основных вулканитов, включая нижнюю спилито-диабазовую пачку, не вошедшую на карту), и наличие наряду с «нормальными» железистыми кварцитами сравнительно мощных сидеритовых залежей, и, наконец, расположение их в центральной части геосинклинального прогиба, но, по-видимому, на уже довольно мощной гранитной коре (кислые вулканиты!) и массивы рудных залежей.

*Криворожский* тип кремнисто-железородных месторождений представлен крупнейшими по масштабам скоплениями железистых кварцитов (джеспилитов, итабиритов). Железистые кварциты этих месторождений, и в особенности богатые гематитомартитовые руды, в их пределах являются основным объектом добычи во многих странах, где этот тип месторождений получил свои названия — тип Верхнего озера (США, Канада), тип Хаммерсли (Австралия), тип Итабира (Бразилия) и др. Многократно описанный в литературе и вошедший во все учебные пособия этот тип хорошо известен читателю, что позволяет нам рассмотреть его особенности в краткой форме, уделив несколько большее внимание нерешенным вопросам генезиса.

Криворожский бассейн является одной из наиболее известных железородных провинций мира. Промышленное освоение Криворожского бассейна началось еще в 70-х годах прошлого века и к настоящему времени геологическое строение его изучено достаточно детально. В общем структурном плане Криворожский бассейн представляет собой узкую синклинали, сложенную породами одноименной рудоносной свиты, вытянутую примерно на 100 км в север-северо-восточном направлении при ширине 0,5—7 км и ограниченную выступами более древнего архейского фундамента. Крылья опрокинутой синклиналиной и осложняющей ее антиклинальных складок повсюду падают на запад под углом 30—75° (рис. 23), шарниры полого погружаются и воздымаются (под углом 15—20°). Многочисленные пострудные разрывные нарушения относятся к двум типам: надвиги, субпараллельные складчатым структурам, и поперечные разрывные нарушения типа сбросов. Согласно Я. Н. Белевцеву и др. [65], обобщенный разрез района Криворожского месторождения может быть представлен (снизу вверх) в следующем виде:

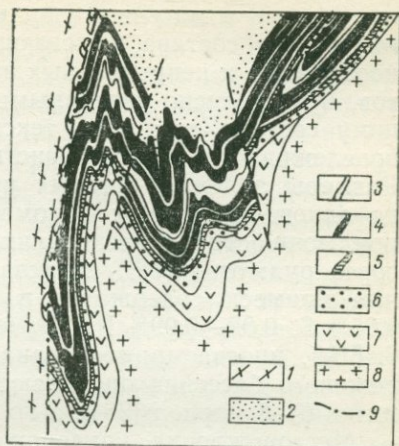
1) архейский гранито-гнейсовый фундамент, местами перекрытый метабазитовым вулканогенным комплексом переменной мощности (от нескольких сотен метров до 1—3 км);

2) рудовмещающая криворожская свита ранне-среднепротерозойского возраста, с размывом и несогласием залегающая как на метабазитах, так и на гранито-гнейсах:

а) нижняя подсвита мощностью от 200 до 700 м представлена конгломератами, кварцитами, песчаниками и сланцами терригенного происхождения;

Рис. 23. Разрез центральной части Криворожского железорудного бассейна. По Я. Н. Белевцеву, 1973 г.

1 — микроклино-плагноклазовые граниты; 2 — отложения верхней свиты криворожской серии; 3 — сланцевые горизонты средней свиты; 4 — железорудные горизонты средней свиты; 5 — талько-карбонатный горизонт; 6 — отложения нижней свиты; 7 — амфиболиты; 8 — плагнограниты; 9 — разрывные нарушения.



лишь верхний горизонт тальковых и актинолитовых сланцев мощностью 10—40 м, подстилающий железорудную подсвиту, рассматривается рядом исследователей как образованный по вулканическому или интрузивному материалу ультрабазитового состава [86, 225, 264]; постоянное его присутствие на всем протяжении бассейна, около 100 км по простиранию (благодаря чему тальковые сланцы считаются маркирующим горизонтом), заставляет сомневаться в первично интрузивном происхождении слагающих его пород;

б) средняя, железорудная, подсвита состоит из 6—9 горизонтов железистых кварцитов мощностью от 10 до 300 м, переслаивающихся с кварцево-хлоритовыми, кварцево-серпичитовыми сланцами и безрудными роговиками; общая мощность подсвиты достигает максимума в центральной части рудного поля (Саксаганская синклираль) 1,5 км, из них на долю кремнисто-железородных пластов приходится 500—800 м; на юге общая мощность железорудной подсвиты 300—500 м; резко сокращается мощность и к северу, в Анновской полосе, вновь возрастая лишь в Желтореченской синклинали (около 700 м);

в) верхняя, надрудная, подсвита представлена пачкой кварцито-песчаников, частью с конгломератами, мощностью 50—70 м, ее перекрывает пачка углеродистых сланцев мощностью 100—150 м, и завершает разрез мощная пачка слюдястых сланцев; общая мощность верхней подсвиты превышает 2 км.

Надрудная подсвита трансгрессивно и с перерывом залегает на различных горизонтах железорудной подсвиты.

Тонкая полосчатость железистых кварцитов Кривого Рога (обычны парные слои мощностью в несколько миллиметров, редко до 2—3 см) обусловлена чередованием рудных прослоев, состоящих на 70% из магнетита, мартита и гематита и на 30% из гематитизированного кварца, и нерудных — 80—90% кварца, 10—20% тех же рудных минералов. Реже нерудные прослои сложены хлоритом, карбонатами, амфиболами, очень редко эгириним. Размеры рудных зерен 0,01—0,03 мм; кварц сливной.

Железистые кварциты, содержащие обычно не более 40—45% железа, в настоящее время главным образом складываются и рассматриваются в качестве перспективных руд будущего, поскольку после дробления и магнитной сепарации позволяют получить высококачественные концентраты с содержанием железа около 60%. Основным объектом добычи служат богатые

полосчатые и массивные руды маритового и мартино-гидрогематитового состава, залегающие в виде пластообразных, штокообразных и неправильных залежей среди железистых кварцитов, будучи тесно связанными с последними как по минеральному составу, так и по текстурным признакам (полосчатость прослеживается из железистых кварцитов в богатые руды). Размеры залежей богатых руд разнообразны: от 100—150 м до одного-нескольких километров по простиранию и падению при мощности от нескольких метров до 100 м. Выделяются сорта руд: от 1 (62% железа и более) до 5 (50—46%). Вредные примеси содержатся в незначительных количествах (до 0,05% S, 0,02—0,09% P). Отмечается присутствие марганца (до 0,45%), иногда примесь ванадия. Запасы богатых руд Криворожского бассейна оцениваются 1,7 млрд. т, железистых кварцитов 6—8 млрд. т [264], а по другим данным до 18 млрд. т [19].

Месторождения криворожского типа обладают удивительным сходством на всех докембрийских щитах, образуя повсеместно бассейны с запасами до 20—25 млрд. т железистых кварцитов (джеспилитов, итабиритов) и некоторое количество богатых рудных залежей внутри них с различной морфологией. В некоторых случаях за счет метаморфизма руд гематитовые кварциты превращены в магнетитовые и легко обогащаются (бассейн Верхнего озера, кряж Мезаби и др.), наблюдаются также некоторые вариации в составе нерудных прослоев (в бассейне Минас-Жераис, Бразилия, помимо кварца итабириты содержат значительное количество доломита). Однако главные признаки этого типа устойчивы: мощная толща сравнительно однородных железистых кварцитов с текстурами, возникшими за счет соосаждения коллоидального кремнезема и окислов железа, и телами богатых руд внутри нее залегают в трансгрессивной серии осадочных пород, содержащих лишь небольшое количество материала, который можно было бы трактовать как первично туфогенный или иной магматический. В структурном плане все эти месторождения, с одной стороны, приурочены к шельфовой зоне древних континентальных глыб, а с другой — чаще всего также ограничены более поздними поднятиями фундамента, либо постепенно переходят к зонам развития кремнисто-железорудных и сульфидных скоплений среди вулканогенных толщ (руд лан-дильского или карсакпайского типа и близких к ним).

Эта главная особенность — залегание мощных толщ тонкополосчатых железистых кварцитов в осадочном комплексе с продуктами глубокого выветривания (кварцевые конгломераты, кварциты) — явилась причиной более чем полувекового господства осадочной (хемогенно-осадочной) гипотезы их образования, предполагавшей источником железа и кремнезема коры выветривания прилегающего к шельфу континента. Экспериментальной основой гипотезы служили знаменитые опыты

Е. Мура и Ж. Мейнарда, показавшие возможность: 1) совместного растворения железа и кремнезема холодными углекислыми водами в присутствии органического вещества и 2) последовательного осаждения сначала железа, а потом кремнезема при смешении железо- и кремнийсодержащих растворов в отсутствие органического вещества. Впрочем, ни эти исследователи, ни разрабатывавшие эту гипотезу Дж. Грюнер, Н. И. Свительский, А. Мак-Грегор, Н. М. Страхов, Дж. Хаф, Т. Сакамото, Е. А. Александров и другие не могли объяснить по крайней мере два весьма существенных факта: 1) отсутствие остаточных или перетолженных высокоглиноземистых продуктов, оставшихся от выщелачивания громадных масс железа и кремнезема; 2) выщелачивание метеорными водами масс кремнезема, соразмерных массе железа. Примечательно замечание Е. Мура и Ж. Мейнарда о том, что, показав механизм образования полосчатости, они не установили «...ничего, что помогло бы объяснить, как могла раствориться и быть перенесенной такая относительно большая масса кремнезема в холодных водах. Кажется необходимым допустить в качестве причины химического отложения именно кремнезема прямое участие значительной магматической деятельности» [439].

Другие, частные особенности строения месторождений — наличие сидеритовых залежей на флангах рудных полей, пирито-пирротиновые руды, присутствующие иногда в основании и кровле толщ железистых кварцитов, преимущественная приуроченность к этим же горизонтам магнетитовых руд, а гематитовых к центру толщ — также не находили объяснения с точки зрения осадочной гипотезы. Некоторые из этих особенностей удавалось объяснить сложными диагенетическими преобразованиями и последующим метаморфизмом руд (Я. Н. Белевцев, Ф. Гроут, Т. Бродерик и другие), однако в целом трудности объяснения оказались так велики, что ряд авторов (Т. Тэнтон, И. И. Танаатар, В. Н. Гусельников, В. К. Головенко и другие) предположили первично магматический характер (гидротермально-метасоматический и «лавовый») залежей железистых кварцитов криворожского типа. Гипотеза эта, даже в ее наиболее сложном варианте чередования в железорудной толще руд различного генезиса, тесно переплетенных в пределах одних и тех же рудных полей (В. Н. Гусельников), не объясняет: 1) возникновение наиболее мощных скоплений железистых кварцитов в осадочном комплексе шельфовой зоны при наличии к тому же реликтов типично осадочных текстур и в самих железистых кварцитах [283]; 2) приуроченность этих наиболее мощных полосчатых кремнисто-железородных скоплений к эпохам древнее 1,5—1,8 млрд. лет.

Между тем еще в 1911 г. С. Ван-Хайз и С. Лейт [407], рассматривая железорудные месторождения бассейна Верхнего озера, обратили внимание на противоречия осадочной гипотезы в отношении привлечения процесса выветривания как источника рудного железа и предложили в качестве альтернативного варианта вулканический источник. В дальнейшем эти взгляды развивались многими исследователями (Ф. Гроут, Дж. Данн, В. Коллинз, Ю. Ир. Половинкина и другие), однако сравнительно широкое распространение стали приобретать лишь в последние годы, чему во многом способствовала монография

М. С. Точилина [308], а также работы К. Офтедаля, Н. П. Семеновко, И. П. Новохатского, А. М. Гудвина, П. М. Горяинова и других. К сожалению, большинство авторов в качестве основного довода в пользу вулканогенно-осадочного происхождения железистых кварцитов приводили ассоциацию их с вулканогенными породами, что для криворожского типа месторождений, как мы видели, нехарактерно. Целесообразно рассмотреть возможный механизм образования этого типа железорудных залежей с учетом современных представлений о составе докембрийской атмосферы, характере вулканических гидротерм и эксгаляций, положении рудных залежей в фациальном профиле древних бассейнов осадконакопления и других факторов (рис. 24).

В общем виде процесс отложения залежей железистых кварцитов криворожского типа можно представить следующим образом. Относительно холодные воды, поступающие в морской бассейн с континента (по оценке некоторых авторов, возможно, с температурой около 50—70° С) и несущие растворенные газовые компоненты практически бескислородной атмосферы ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и др.), образовывали течение, направленное от берега в глубь бассейна. В отсутствие вулканической деятельности на морском дне эти потоки отлагали те продукты кор выветривания (конгломераты, кварциты), которые мы наблюдаем в основании разреза железорудных толщ. Субмаринная и глубоководная вулканическая деятельность, сопровождаемая активным гидротермальным выносом железа и кремнезема, частично фиксированного в окисных и сульфидных рудах в непосредственной близости вулканических аппаратов, вызвала противотечение термальных вод наверх и в сторону берега (механизм образования противотечений достаточно хорошо изучен океанологами). В зоне смешения этих вод и возникал геохимический барьер, обуславливавший садку кремнезема и железа.

Предлагаемый механизм рудоотложения хорошо объясняет и многие детали строения рудных полей. Например, наличие на флангах месторождений криворожского типа ограниченно развитых сидерито-пиритовых, магнетито-сидеритовых и тому подобных руд является следствием частичной редукции окислов железа при «проскакивании» геохимического барьера и возвращении их холодными водами при затухании подтока рудоносных терм. Симметричная вертикальная зональность, наблюдаемая в железорудной толще на ряде месторождений ( $\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeS} \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow \text{FeS} \rightarrow \text{FeS}_2$ ), также может быть следствием постепенного нарастания и затухания процесса привноса термальных вод. Краевые зоны этой колонки обычно невелики, не всегда представлены и могли бы, в сущности, не приниматься во внимание, если бы не использовались сторонниками магматической гипотезы и гипотезы замещения в каче-

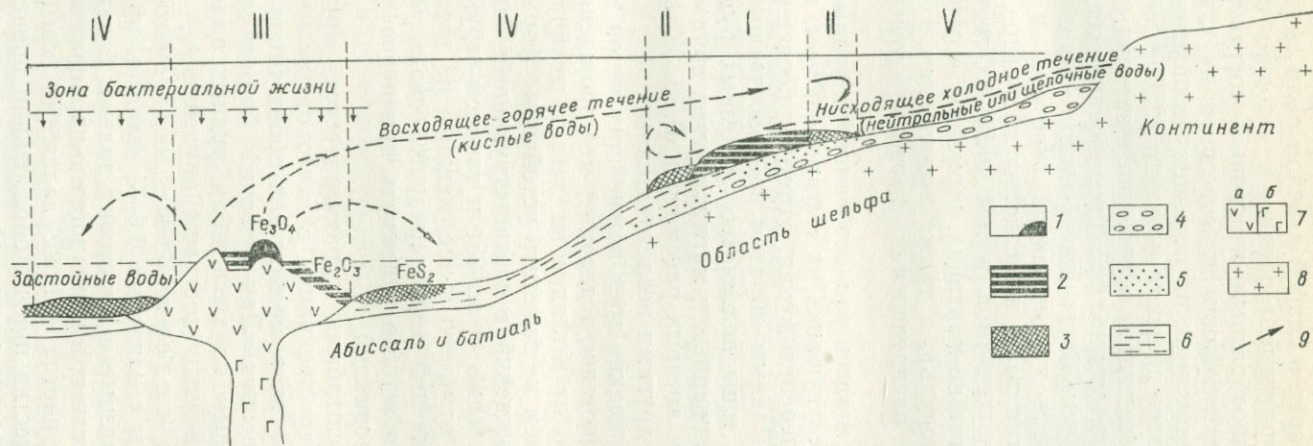


Рис. 24. Принципиальная схема образования удаленных от вулканических очагов кремнисто-железородных формаций в период развития Земли древнее 1,6 млрд. лет (в бескислородных атмосферных условиях).

1 — магнетитовые железные руды; 2 — полосчатые кремнисто-гематитовые руды; 3 — сидеритовые, магнетито-сидеритовые и пиритовые руды; 4 — конгломераты и галечники; 5 — песчано-алевролитовые отложения; 6 — алеврито-глинистые отложения; 7 — магматические породы зоны активного вулканизма; 8 — гранито-гнейсовый фундамент; 9 — направление морских течений.

I—V — фациальные зоны: I — главный геохимический барьер (зоны резкого перехода температуры и скачкообразного изменения pH—Еh-условий, максимум выпадения  $Fe_2O_3$  и кремнезема), II — зоны частичной редукции окисных железных руд на участках «проскакивания» и возвратного движения рудоносных терм, III — зона активного вулканизма и образования «околоманационных» гематито-магнетитовых залежей, IV — переходные зоны и участки образования «отдаленных» сульфидных залежей в вулканических илах и застойных водах, V — зона отложения безрудных осадков литорали (перемытых кор выветривания).

стве одного из основных аргументов. Ограниченность развития таких зон редукции говорит о слабой в целом роли анаэробной бактериальной жизни при рудоотложении в условиях шельфа, что подтверждается однообразным изотопным составом серы в железистых кварцитах, близким к метеоритному стандарту [334]. Интересно, что эндогенные по источнику вещества колчеданные залежи даже более древнего возраста (2600—2900 млн. лет) при вулканогенно-осадочном отложении в застойных водах уже показывают явное изотопное фракционирование серы и, таким образом, отражают роль биогенного фактора в их образовании. Хорошо объясняются предложенной гипотезой и другие черты состава и строения толщ железистых кварцитов на месторождениях криворожского типа, в том числе их геохимическая специфика (присутствие марганца, германия, в общем пониженный титановый модуль), а также выявленная в последние годы зональность распределения изотопов углерода и кислорода [222].

Мы не рассматриваем здесь ряд особенностей рудных залежей, обусловленных последующим их метаморфизмом, процессами выветривания и переотложения, которым посвящено достаточно много работ. Равным образом за недостатком места не затронуты и другие типы полосчатых железных руд среди регионально метаморфизованных и магматических образований, механизм возникновения которых рассмотрен В. В. Ждановым, Т. П. Малковой [108] и другими исследователями.

Завершая краткое описание трех важнейших типов кремнисто-железородных вулканогенно-осадочных месторождений, подчеркнем, что независимо от взглядов на детали механизма их образования мы не можем не заметить устойчивые формационные связи этих месторождений с соответствующими осадочно-вулканогенными комплексами (рис. 25) и типовой структурной обстановкой. Как было отмечено выше, каждый из трех выделенных типов месторождений характеризуется своим масштабом оруденения, что необходимо учитывать при перспективной оценке железородных провинций.

Максимальными масштабами характеризуется криворожский тип, за ним следуют провинции с месторождениями коргонского (стрибергского) типа, причем для обоих типов характерно и высокое качество руд. Лан-дильский (карсакпайский) тип уступает двум первым по масштабам рудных залежей и характеризуется неустойчивым составом оруденения.

Стратиформные сидеритовые месторождения образуют крупные объекты с запасами 0,2—1 млрд. т, представляющие собой линзообразные и пластовые залежи богатых сидеритовых руд в карбонатных и вулканогенно-карбонатных толщах, сопровождаемых иногда также залежами магнезитов. Отложение рудного вещества при их образовании происходило как осадочным и гидротермально-инфильтрационным путем,

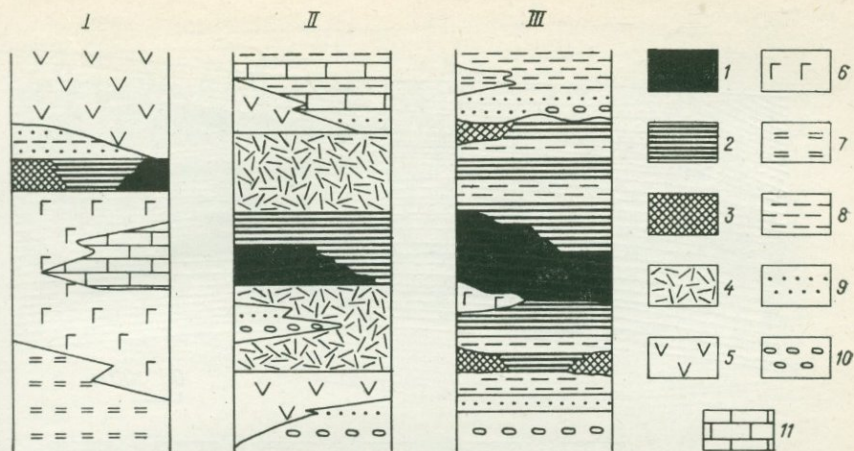


Рис. 25. Схема сопоставления типовых разрезов рудовмещающих толщ ландильского (I), коргонского (II) и кивроложского (III) типов кремнисто-железородных месторождений.

1 — богатые магнетитовые и маритовые руды; 2 — полосчатые кремнисто-магнетито-гематитовые руды; 3 — пиритовые и сидеритовые руды, иногда с магнетитом; 4 — туфы, лавы и игнимбриты кварцево-кератофирового состава; 5 — туфы и лавы андезито-диабазов; 6 — лавы, туфовые и «шалштейновые» отложения состава спилитов и кератофиров; 7 — углеродистые сланцы; 8 — кварцево-сланцевые сланцы; 9 — песчаники и кварциты; 10 — конгломераты; 11 — карбонатные породы.

так и путем близповерхностного гидротермально-метасоматического замещения вмещающих пород с процессами окolorудной аргиллизации и окремнения. Характерным примером может служить Бакальское месторождение, дискуссии о происхождении которого изначально велись в аспекте противопоставления осадочного (Д. В. Наливкин) и гидротермально-метасоматического (А. Н. Заварицкий) его образования и не закончились по сей день. Покажем, что при отнесении этого месторождения к вулканогенно-осадочным образованиям удастся объяснить факты, находившиеся в противоречии с точки зрения любой из альтернативных гипотез.

Линзообразные сидеритовые залежи Бакальского месторождения залегают в верхней части рифейских сланцево-карбонатных толщ одноименной свиты (рис. 26), несогласно перекрытой кварцитами зигальгинской свиты этого же возраста. Размеры рудных залежей достигают по мощности нескольких десятков метров — 100 м, а по простиранию — 2000—3000 м при общей длине железорудной полосы около 10—11 км [354].

Рудоносная бакальская свита согласно залегает на карбонатных толщах саткинской свиты, к верхам которой приурочены месторождения магнезита, а в соседнем Кусинском районе также и Ахтенское месторождение сидеритовых руд. Бакальская свита разделяется на нижнюю, мощностью 450—650 м, сложенную филлитовидными хлорито-серицитовыми сланцами и песчаниками, и верхнюю, мощностью 600—700 м, представленную чередованием карбонат-

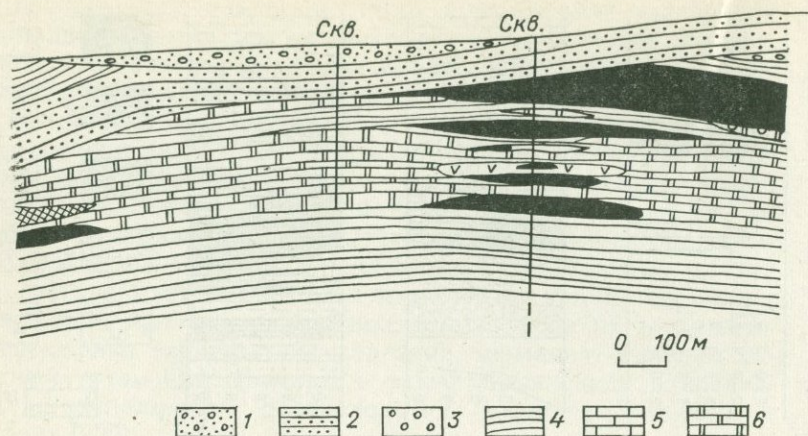


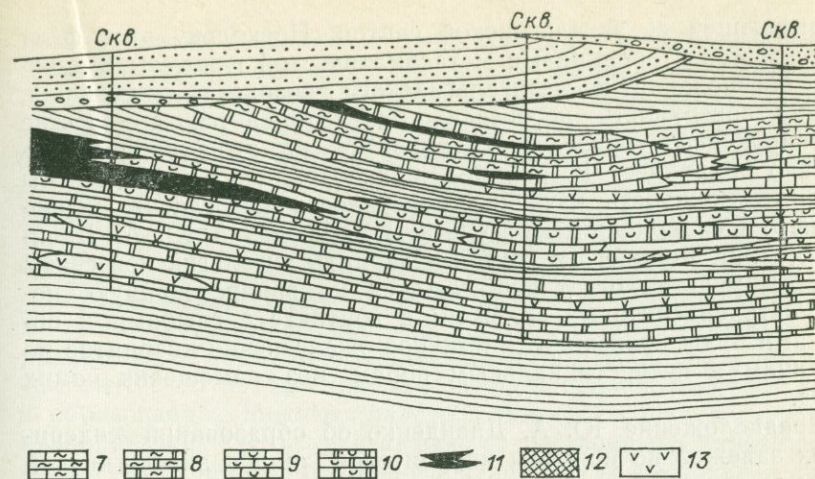
Рис. 26. Разрез Шиханского участка Бакаль

1 — делювий; 2 — кварциты; 3 — конгломераты; 4 — сланцы; 5 — известняки; 6 — ияки; 10 — водорослевые доломиты; 11 — си

рых пород и глинистых сланцев. В пределах последней местные геологи выделяют 10—11 пачек с собственными наименованиями, из которых каждая вторая сложена преимущественно карбонатными породами и является рудонесущей. Наибольшее количество рудных тел приурочено ко второй снизу (шуйдинской или нижнебакальской) и к самой верхней (верхнебакальской) карбонатным пачкам.

Текстуры руд довольно разнообразны. А. Е. Малаховым здесь были описаны массивные, грубо- и тонкополосчатые, порфиробластические узловато-петельчатые, крустификационные и другие разновидности руд с разной степенью зернистости (от 0,1 до 5 мм и более). Неокисленные руды сложены сидеритом, брейнеритом, анкеритом, доломитом, магнетитом; реже встречаются кальцит, флюорит, пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, гематит, а вблизи секущих тел диабазов также магнетит, апатит, везувиан, серпентин и другие минералы. Среднее содержание железа в неокисленных рудах колеблется в различных залежах от 29 до 35,8% (в бурых железняках зоны окисления оно составляло 30—59%), серы 0,3—0,8%, фосфора 0,01—0,02%. Использоваться с обжиг-магнитным обогащением могут руды с содержанием железа 20—27%, относимые пока к забалансовым; исключая их, общие запасы разведанных руд Бакальского месторождения составляют 926 млн. т.

Первая попытка «примирения» двух альтернативных гипотез образования бакальских руд сделана С. Н. Ивановым [123], предположившим их гидротермально-осадочное происхождение. Такая трактовка не исключает наличия залежей метасоматиче-



ского рудного поля. По Н. К. Бургеля, 1962 г.

доломиты; 7 — глинистые известняки; 8 — глинистые доломиты; 9 — водорослевые известдериты; 12 — магнетиты; 13 — диабазы.

ского характера (в нижней части рудоносного горизонта), обосновывая вместе с тем слоистый характер руд и их пластовую форму в результате выпадения в осадок карбонатов железа в субмаринных условиях. Рассмотрим наиболее важные из имеющихся наблюдений по взаимоотношениям оруденения и вмещающих пород.

Переход сидеритовых руд по простиранию в доломиты и известняки отмечается как сторонниками метасоматической, так и осадочной гипотез. Наиболее определено на метасоматический характер рудоотложения указывают наблюдения Ю. А. Давиденко [88], отметившего пересечение границами рудных тел концентрической слоистости строматолитовых построек. Им же в доломитах лежащего бока рудных залежей выявлены жильные тела сидеритового состава мощностью до 50 м и протяженностью в сотни метров, также представляющие собой тела замещения. Наши наблюдения в Центральном карьере месторождения (г. Иркутскан) позволили установить сочленение этих жил с пластовыми залежами, а также пространственную приуроченность к зальбандам слабо проявленных, но широких (десятки метров) зон аргиллизации, монтмориллонитизации и окремнения, дающие возможность предполагать, что эти «жильные» тела являются реликтами тектонически ослабленных зон, по которым поступали рудоносные растворы.

Детальная разведка Бакальского месторождения выявила приуроченность значительного числа рудных залежей к поверхности несогласия между рудовмещающей бакальской и

прерывающей ее зигальгинской свитой. Поскольку этот факт используется сторонниками метасоматической гипотезы в качестве обоснования послезигальгинского возраста оруденения, а сама поверхность несогласия рассматривается в качестве экранирующего горизонта, остановимся на этом вопросе несколько подробнее. В районе Верхнеохрянового рудника мы имели возможность изучения поверхности несогласия, позволившего нам дополнить результаты наблюдений Ю. А. Давиденко, А. Л. Яницкого и других. Кварциты зигальгинской свиты на этом участке отчетливо ложатся на закарстованную поверхность сидеритовых залежей; в контакте с глыбами и обломками руды происходит частичное ожелезнение кварцитов по трещинам и интерстициальным порам без замещения самих пород.

Предположение Ю. А. Давиденко об образовании сидеритовых залежей по породам кварцевой толщи зигальгинской свиты исходило из того, что среди сидеритовых руд им был выявлен прослой «кварцитовидных сланцев», отождествленный им с базальным горизонтом зигальгинской свиты; верхняя часть пласта бакальских руд была, таким образом, отнесена в вышележащую кварцевую толщу. Ревизия этих данных показала, что внутри бакальских руд имеются линзы кремнистых аргиллитов метасоматического характера, тогда как «кварцитовидные сланцы» зигальгинской свиты — типичные осадочные образования. В пользу дозигальгинского возраста оруденения свидетельствуют и взаимоотношения с дайками диабазов, рассекающих сидериты Бакала, но не переходящих в зигальгинскую свиту. По наблюдениям А. С. Варлакова [38], эти дайки испытали воздействие рудообразующих растворов и местами лиственитизированы, а по данным С. Н. Иванова [123], по крайней мере часть из них метаморфизует сидеритовые руды. Доскладчатый характер оруденения подчеркивается, кроме того, структурной приуроченностью рудно-метасоматических процессов: они развиты по слоистости и отчасти по двум ортогональным к ней системам, т. е. по эпигенетическим, а не складчатым структурам. Кливаж и более поздние разрывные нарушения секут и руды и вмещающие породы, однотипно воздействуя на те и другие

Не отвергая возможности образования части залежей гидротермально-осадочным путем, текстурные наблюдения в целом свидетельствуют, что большая часть руд носит метасоматический характер. Метаморфизующие оруденение диабазы, по видимому, являются комагматами геосинклинальных базальтов, мощные толщи которых известны на восточном склоне Урала (Троицкий район), где датируются подобно бакальской свите ранним рифеем по присутствию в карбонатных процессах прослоях остатков *Osagia lebedenosa*. Оруденение, таким образом, сформировано в удалении от вулканических аппаратов в близ-

поверхностных условиях в период затухания вулканической деятельности и в целом относится к вулканогенно-осадочному типу.

Другим примером стратиформных сидеритовых залежей вулканогенно-осадочного (в данном случае гидротермально-инфильтрационного) происхождения может служить Березовское месторождение (Восточное Забайкалье), также являющееся крупным объектом с разведанными запасами 450 млн. т руды. Изучавшие это месторождение П. А. Строна и Г. А. Шатков [297] на основе палеогеографических построений и фациально-геохимических реконструкций убедительно показывают невозможность объяснения локализации всех типов руд Березовского рудного поля нормально осадочным путем. Наличие явно метасоматического оруденения на северном фланге месторождения в образованиях нижнего палеозоя намечает пути поступления вулканических терм, связанных с синхронным вулканизмом (базальто-липаритовые толщи абагайтуйской и маякской свит). По геохимическим признакам (повышенному содержанию Zn, Cu, As, F, S, Ni и Co и необычно низкому содержанию P) можно не только наметить резкое отличие березовских руд от типичных осадочных сидеритов, но и предположить их связь с магматическими породами основного состава. Таким образом, связь с фумарольно-гидротермальной деятельностью, обусловленной синхронным с рудоотложением вулканизмом, представляется и здесь наиболее приемлемым вариантом генетического толкования.

К этому же типу относятся известное месторождение Бильбао в Испании, месторождения Алжира и Туниса (Оуенца, Дьерриса, Доурия), Любия и Яворик в Югославии и др. Промышленной отработке на этих месторождениях в первую очередь подвергались окисленные верхние части рудных тел (Бакальское, Бильбао); в настоящее время расширяется эксплуатация сидеритовых руд, которые при содержании железа выше 35% могут идти в плавку без обогащения.

Рассматривая общие закономерности размещения стратиформных сидеритовых месторождений [288], можно выявить их преимущественную приуроченность к крупным мульдам в пределах срединных массивов и примыкающих к геосинклиналям частей платформ, а также к межгорным впадинам областей тектоно-магматической активизации. Месторождения локализуются в карбонатных толщах, синхронных андезито-базальтовым вулканогенным толщам (спилито-базальтовая, трахиандезитовая формации). Участие гидротермальных растворов в хемогенно-осадочном и гидротермально-метасоматическом отложении сидеритовых руд отражается в хлоритизации, аргиллизации, доломитизации и реже окремнении вблизи и внутри рудных залежей (чаще в лежащем боку залежей). По своему генезису и геотектонической позиции стратиформные сидеритовые месторождения близки к имеющим меньшее промышленное значение

жилым и метасоматическим сидеритовым, манганосидеритовым и сульфидно-сидеритовым месторождениям типа Зигерланд и Эрцберг (Австрия), но отличаются от гематито-сидерито-шамозитовых залежей оолитовых руд, рассмотренных ниже.

Месторождения оолитовых гематито-сидерито-шамозитовых руд, для которых можно предположить вулканогенно-осадочное происхождение, известны в геосинклинальных граувакковых толщах верхнего докембрия — нижнего палеозоя. Их промышленная ценность из-за специфики состава руд и, как правило, небольшой мощности рудных залежей (хотя обычно протяженных и многочисленных) в настоящее время может быть оценена как незначительная, но в начале текущего столетия, а частью и в 50-х годах, они довольно интенсивно разрабатывались в некоторых странах, например во Франции и Канаде.

К наиболее крупным месторождениям этого типа относятся Вабана (Канада), Клинтон (США), месторождения провинций Анжу и Бретань (Франция), а также Португалии (Монкорво, Вила Кова ди Мараньо), и более мелкие месторождения в Англии (Бэтьюз, Джермон и др. в Северном Уэльсе), ЧССР (Здице, Мнишек, Крушина Гора в Баррандовской мульде) и других странах. Рудные тела имеют форму пластовых и линзовидных залежей с мощностью от нескольких до первых десятков метров и протяженностью по простиранию порядка 2—6 км при сходных параметрах ширины (протяженности по падению). В пределах железорудных бассейнов таких пластов обычно насчитывается до 10—13, хотя в некоторых регионах (Нормандия) количество их снижается до 1—5. Вмещающие породы — темные глинистые сланцы и граувакки, в небольшом количестве присутствуют карбонатные породы; для всех пород характерна примесь вулканического материала и высокая кремнистость, а также конкреции фосфора и пирита.

Гематито-сидерито-шамозитовые оолиты руд размером 0,5—2 мм образованы вокруг обломков горных пород, иногда вокруг окаменелого детрита. Реже встречаются массивные руды, сменяющие по простиранию залежи оолитового строения. Качество руд довольно однотипно, но содержание железа колеблется в широких пределах. Руды месторождения Вабана содержат, например, около 51,5% железа, 11—12% кремнезема, 3—5% глинозема, 3—5% окиси кальция и 0,8—0,9% фосфора [398]. Для «красных железняков» Клинтона среднее содержание железа составляет лишь около 35%, данные по остальным месторождениям большей частью соответствуют промежуточным значениям, чаще оставаясь в пределах 37—38%. В некоторых случаях (Хрустенице, Чехия и др.) в руде отмечаются повышенные содержания марганца (до 5—10%). Запасы руд на отдельных месторождениях редко бывают значительными, обычно в пре-

делах 50—200 млн. т, хотя в целом некоторые бассейны оцениваются отдельными авторами и более оптимистично (до 0,5—1 млрд. т в Алабаме, США; в Ньюфаундленде, Канада; в Нормандии, Франция, и даже до 1,73 млрд. т в бассейне Анжу-Брегань, Франция).

Характерные черты гематито-сидерито-шамозитовых месторождений и вопросы генезиса их подробно рассмотрены Л. Н. Формозовой [319], обосновавшей формационное отличие вмещающих эти месторождения геосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ от платформенных осадочных комплексов с крупными скоплениями сидерито-шамозито-гидрогетитовых руд типа Бакчарского, Кашкаратинского и других железорудных бассейнов.

Наиболее существенной особенностью вулканогенно-осадочных оолитовых руд следует считать их приуроченность к внутренним частям раннегеосинклинальных прогибов и залегание среди «незрелых» граувакковых осадков, иногда переслаивающихся с вулканитами основного состава. Продуктов континентального сноса ни руды ни переслаивающиеся с ними осадки почти не содержат, о чем говорит и залегание их на большом удалении от береговых зон бассейнов осадконакопления. Как правило, эти руды вместе с вмещающими толщами претерпели последующую складчатость и в ряде случаев интенсивный метаморфизм с перекристаллизацией и образованием магнетита. Характерно наличие многочисленных железорудных «горизонтов» в мощной толще осадков. Не менее свойственно наличие в этих горизонтах не только бедных оолитовых, но и богатых сплошных руд, что с позиции нормально осадочной дифференциации объяснить затруднительно.

Для ряда районов (Чехия, Уэльс) выявляется прямая корреляция между наличием вулканогенных пород и руд, однако в целом для рудных залежей более типично залегание в удалении от центров синхронной вулканической деятельности. Геохимические связи оруденения с вулканизмом, к сожалению, почти не изучены. Для месторождений Баррандовской мульды (Нучич, Здице) нам удалось показать практическое совпадение изотопного состава свинца вулканитов и руд [453], что было бы исключено при отложении железа из растворов, выщелачивавших разновозрастные породы континента. Отложение рудного вещества судя по текстурам руд, происходило большей частью хемогенно-осадочным путем, однако в ряде случаев, вероятно, и гидротермально-инфильтрационным (Клинтон, Вабана).

Л. Н. Формозова полагает, что время образования оолитовых вулканогенно-осадочных руд является исключительной особенностью позднего докембрия — раннего палеозоя (т. е. периодов развития раннегеосинклинальных и интрагеосинклинальных прогибов байкальского и каледонского циклов). Учитывая изложенные взгляды на генезис руд, можно допустить образо-

вание их и в более молодые циклы тектогенеза, поскольку принципиальный характер геосинклинальных прогибов (вулканизм и осадконакопление) этому не препятствует. Маломощные пласты шамозито-сидеритовых руд, песчаники с гематитовым цементом, пласты кремнисто-гематитовых руд и в самом деле отмечаются в геосинклинальных вулканогенно-обломочных и флишоидно-граувакковых отложениях карбона Алтая и Казахстана, пермо-триасе Северо-Востока СССР и других областях герцинской и киммерийской складчатостей, однако тенденция в целом Л. Н. Формозовой подмечена правильно, и мы вряд ли можем рассчитывать на крупные месторождения этого типа в молодых геосинклинальных толщах. Это, по-видимому, связано с общей тенденцией сокращения длительности геосинклинальных циклов и редукции ранних этапов в них в эволюции Земли, как это мы уже отмечали ранее [237].

С позиции эволюции геосинклинальных циклов легко объяснима и редукция большинства типов вулканогенно-осадочных железорудных залежей от докембрия к кайнозой, поскольку все они, как было показано выше, относятся к раннегеосинклинальным образованиям. Исключение составляют лишь апатито-магнетитовые рудные потоки (тип Кируна), формирующиеся в орогенные этапы, и отчасти коргонский тип кремнисто-железорудных месторождений, возникающий в пригеосинклинальных прогибах, выполненных парагенезисом орогенных и раннегеосинклинальных формаций. Есть все основания полагать, что дальнейшее изучение мезозойско-кайнозойских вулканических поясов приведет к выявлению значительных по масштабам апатито-магнетитовых месторождений. Для остальных типов наиболее перспективны докембрийские геосинклинальные области.

В общем плане эволюции рудонакопления железа в истории Земли несомненны тенденция снижения масштабов месторождений, увеличение разнообразия железорудных формаций и наличие специфических эпох появления железорудных концентраций не только осадочных, что уже показано Н. М. Страховым [292], но и эндогенных. Рассмотрение этого вопроса требует анализа всей совокупности железорудных месторождений и выходит за рамки настоящей книги.

## Месторождения марганца

Современные собственно осадочные марганцевые руды продолжают в глубь времен рудами олигоцена и — после значительного перерыва — рудами верхней перми (Улутеляк); дальше достоверные признаки собственно осадочного марганцеворудного процесса теряются, по крайней мере на территории СССР. Вулканогенно-осадочный тип... прослеживается не только до кембрия включительно, но уходит и в более далекие рифейские и протерозойские времена.

*Н. М. Страхов, 1968 г.*

По условиям образования вулканогенно-осадочные месторождения марганца, так же как и другие его типы, в значительной мере сходны с месторождениями железа. Иногда, как известно, они образуют совместные месторождения, однако в большинстве случаев даже в пределах одного рудного поля марганцеворудные тела изолированы от железорудных. Долю вулканогенно-осадочных руд в общем балансе мировых запасов марганца определить довольно трудно в связи с недостаточной ясностью вопросов генезиса многих крупнейших месторождений. В СССР, даже если включить в эту группу одно из крупнейших месторождений — Чиатурское, их доля составит не более 20%, однако в капиталистическом мире и развивающихся странах с учетом таких объектов, как западноафриканские и южноамериканские месторождения, не менее половины марганцевых руд добывается из вулканогенно-осадочных месторождений и кор выветривания на них (марганцевых шпал).

В последние годы накопилась довольно обширная литература по вулканогенно-осадочным марганцевым рудам. Достаточно упомянуть такие сводки или обстоятельные региональные исследования, как работы Н. М. Страхова [72, 294], Г. С. Дзоцендзе [94, 95], Е. А. Соколовой [284], А. Т. Сулова [167], И. М. Варенцова и В. П. Рахманова [37], А. А. Гаврилова [60, 61], Т. Ватанабе и др. [55], Ж. Буладона и Г. Журавского [365], Д. Хьюитта [405], Ч. Парка [448, 449], Н. Талиаферро и Ф. Гудсона [487], Д. Рида [456], а также многочисленные работы, частично затрагивающие эту проблему [262, 356, 421] и др. В числе первых исследователей, рассмотревших вопросы вулканогенно-осадочного накопления руд марганца, нужно также отметить Н. А. Штрейса [340], Н. П. Хераскова [325] и Н. С. Шатского [336].

Активный вынос марганца современными вулканическими гидротермами отмечался многими исследователями, хотя конкретных определений содержания его в водах и осадках

довольно мало. Г. Ю. Бутузова [33] зафиксировала повышенные содержания марганца во внутрикальдерных илах вулкана Санторин (0,5—0,7%). Д. Э. Уайт [311] со ссылкой на японских авторов приводит сведения об отложении окислов марганца в источниках Тамагава и Арима (Япония), где содержание марганца в сульфатно-хлоридных водах с температурой около 90°С достигает 61 мг/л. Особенно высокие концентрации отмечены в источниках Солтон-Си (Калифорния), где высокотемпературные (220°С) хлоридные термы содержат до 2000 мг/л марганца, а темно-серые гейзериты, отлагающиеся возле выходов источников, — около 10%. Высокие содержания отмечены по новейшим данным [30] и в термальных рассолах Красного моря, где концентрация марганца составляет 82 мг/л, что в 25 300 раз превышает концентрацию этого элемента в морской воде нормальной солености. При этом поинтервальное опробование наглядно показывает возрастание концентраций марганца по мере приближения к термальным источникам. Ряд данных о современном отложении марганцевых руд из горячих источников в штатах Юта и Невада (США) приводит со ссылкой на американских авторов Г. С. Дзоценидзе [95].

Суммируя в целом сведения о марганценосных термах, можно отметить, что повышенные концентрации марганца, в отличие от «родственного» ему железа, фиксируются только в хлоридных и углекислых, а не в сероводородных термах, причем в источниках одного и того же района намечается обратная корреляция в содержаниях марганца и железа.

Причины этого явления частью могут быть проанализированы на основании исследований Р. М. Гаррелса [63], К. Краускопфа [149] и других. Так, термодинамические условия разгрузки фумарол и гидротерм соответствующего состава близки к условиям, рассматриваемым на диаграмме (рис. 27), из которых следует, что возможность сосуществования  $Fe_2O_3$  и  $MnO$  имеется лишь в ограниченных пределах давления кислорода, а ассоциация  $Mn_3O_4$  и  $Fe_3O_4$  вообще вряд ли возможна. Природное «средство» марганца к карбонатам (наличие карбонатных руд марганца в рудных полях, где развиты окисные руды железа) может быть объяснено большей устойчивостью карбоната марганца по отношению к его окислам, чем карбоната железа по отношению к окислам железа. Раздельная миграция марганца и железа не исключает их сонахождения, что отчасти объясняется гораздо более широкими полями устойчивости  $Fe_2O_3$ , перекрывающими на диаграммах поля окислов марганца. Более детально эти соотношения были рассмотрены К. Краускопфом [423], показавшим, что при любых значениях  $Eh$  и  $pH$ , наблюдаемых в природных средах, ион двухвалентного железа окисляется легче аналогичного иона марганца, что приводит к более далекой миграции марганецсодержащих растворов.

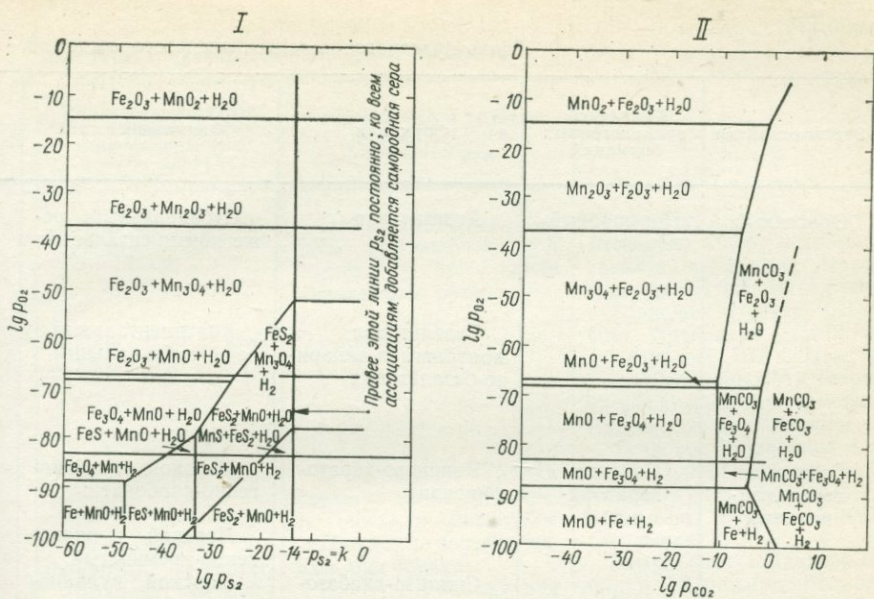


Рис. 27. Устойчивость некоторых соединений железа и марганца как функция парциального давления  $O_2$  и парциальных давлений  $C_2$  (I) и  $CO_2$  (II) при  $25^\circ C$  и  $1 \text{ кгс/см}^2$  общего давления. По Дж. Рейтцелу, 1968 г.

В генетических классификациях марганцеворудных месторождений Н. А. Штрейса, Ч. Парка, Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова вулканогенно-осадочным месторождениям марганца всегда выделяется то или иное место, хотя значимость их определяется по-разному, а вопросы формационной приуроченности часто вообще не рассматриваются. Из сравнительно полных классификаций вулканогенно-осадочных марганцевоносных формаций можно отметить классификацию Е. А. Соколовой [284], послужившую основой и для предлагаемой нами табл. 8, с той лишь разницей, что Е. А. Соколова в основу положила фациальные условия отложения руд (морские, континентальные), а мы попытались исходить из тектонической позиции и состава рудоносных вулканитов. Из таблицы видно, что вслед за Н. М. Страховым, А. Т. Суловым и др. [236, 167] наибольшее значение отводится нами месторождениям, возникшим на ранних стадиях геосинклинального цикла, в противовес представлениям некоторых исследователей (Д. Г. Сапожников и др.) о том, что вулканогенно-осадочный марганцеворудный процесс проявляется лишь на заключительных стадиях развития геосинклиналией [167].

Перейдем к рассмотрению примеров месторождений.

В раннегеосинклинальных формациях спилито-кератофирового ряда пространственная связь марганцевого оруденения

## Связь вулканогенно-осадочных месторождений

Этапы развития	Комплексы вулканогенных формаций	Формации	Фациальный тип
Орогенный	«Порфиновый»	Андезитовая	Субаквальный, реже континентальный
		Базальтовая и контрастная липарито-базальтовая	Континентальный, реже субаквальный
Собственно геосинклинальный	Спилито-кератофиновый	Кварцево-кератофиновая	Морской вулканогенно-карбонатный
		Спилито-диабазовая	Морской вулканогенно-кремнистый Морской вулканогенно-карбонатный
			Морской вулканогенно-кремнистый

с вулканогенными образованиями проявлена наиболее отчетливо, однако генетическую связь оруденения с вулканизмом, в особенности в глубокометаморфизованных докембрийских толщах, обычно доказать довольно трудно. Так, Б. Шубер [341], описывая месторождения докембрия Гвианы и Суринама (Южная Америка), хотя и определенно указывает на наличие в составе рудовмещающих толщ вулканитов спилито-кератофинового ряда (гондитовая залежь Суат Ампоуман-Ричард, например, залегает непосредственно в аповулканитах основного состава), однако склонен объяснять образование марганцево-рудных пластов нормально осадочным путем за счет размыва офиолитов догеосинклинального фундамента. Он же отмечает,

Таблица 8

## марганца с вулканогенными формациями

Характерные рудные парагенезисы в метаморфизованных месторождениях	Морфология и размеры рудных залежей, качество руд	Примеры месторождений
Псиломелан, пиролюзит	Небольшие залежи богатых руд неправильной формы, в том числе «брекчиевых руд»	Томисато, Кусаме (Япония); Пожарево, Извор и др. (Болгария); Эль-Кристо, Чарко-Редондо (Куба) Элка (Чили) Голконда (Невада, США); Пик Артиллери, Лейк-Мид (Колорадо, США); Нахунао и др. (Гегечкорский и Тетрицкаройский районы Армении); Акебаб, Оули (Марокко)
Пиролюзит, псиломелан-вад		Усинское (Кузнецкий Ала-тау); Дурновское (Салаир); Тахта-Карача (Зеравшан) Дауташ, Кзыл-Байрак (Зеравшан)
Родохрозит, псиломелан	Пластовые залежи среднего качества, обычно средних масштабов	Мазульское (Западная Сибирь); Каражал, Большой Ктай, Джайрем и др. (Центральный Казахстан); Цаган-Заба (Прибайкалье); Тамбао (Западная Африка)
Псиломелан, родохрозит, родонит	Пластовые залежи бедных руд (редки)	Пырнешти, Шоймуш-Бу-чава (Румыния); Нода-Тама-гава, Киурага (Япония); Олимпик (Калифорния, США); Жаксинское (Северный Казахстан); Кусимовское, Клевакинское и др. (Урал); Ир-нимийское (Приохотье); рудопроявления хр. Джагды, Вандан, Сихотэ-Алинь, Шантарских островов; Гран-Лаху, Знемугулу (Западная Африка)
Браунит, гаусманит, псиломелан, родонит, гематит, магнетит, лептохлориты	Пластовые залежи среднего качества средних и крупных масштабов	Значительные по протяженности рудоносные горизонты, включающие в себя сближенные друг с другом залежи бедных руд

что некоторые авторы (Д. Вебер) выявили в районе месторождений минерализованные туфы, однако другие исследователи (Дж. Холтроп) это оспаривают.

Восстановление формационного облика вмещающих толщ, а также геохимическая специфика самих руд, как это показано В. Е. Забродным [110] для гондитовых образований Эбюрской и Бирримской геосинклинальных систем Африканского щита, позволяют определенно указать на вулканический источник марганцевого оруденения. Обычно, однако, метаморфизм амфиболитовой и тем более гранулитовой фации затрудняет установление первичной природы пород, и поэтому во многих случаях (например, силикатные руды района Восточный Гхат-

в Южной Индии или района Маунт-Бранднугтен в Норвегии и др.) руды традиционно считаются первично осадочными, хотя наличие чарнокитов, «известково-силикатных пород», пластовых тел амфиболитов и тому подобных позволяет полагать, что многие из крупных месторождений марганца на докембрийских щитах залегают в толщах первично вулканической природы и являются именно вулканогенно-осадочными.

Хорошими примерами месторождений марганца, генетически связанных со спилито-диабазовой формацией, могут служить докембрийские месторождения Берега Слоновой Кости в Западной Африке, каледонские месторождения Северного Казахстана, герцинские в Центральном Казахстане и Японии, киммерийские в Береговых хребтах Калифорнии и Новой Зеландии, альпийские в Восточных Карпатах и др. Комплекс вмещающих пород представлен то преимущественно кремнистыми, то преобладающими карбонатными образованиями, однако в целом наличие карбонатных пород вообще является характерным для марганцевоносных формаций. В этом отношении выделение вулканогенно-кремнистых и вулканогенно-карбонатных фациальных типов марганцево-рудного накопления в достаточной мере условно и в ряде случаев затруднительно, как это и показано Е. А. Соколовой [167] для калифорнийских месторождений.

Рассмотрим в качестве примера более подробно строение южно-уральских месторождений, изучавшихся Н. П. Херасковым [325], А. А. Гавриловым [60] и другими. Комплекс марганцевоносных формаций спилито-кератофирового ряда протягивается здесь вдоль западного борта Магнитогорского синклинория в субмеридиональном направлении почти на 300 км. В этой полосе известно около 200 рудопоявлений, в том числе 23 промысленных месторождения. Марганцеворудные тела приурочены к трем основным горизонтам (уразовскому, биккуловскому и бугулугырскому), залегающим в ирендыкской, карамылташской и улутауской свитах нижнего — среднего девона, сложенных диабазами, спилитами и альбитофирами, переслаивающимися с туфами соответствующего состава, кремнистыми туффитами и сланцами, яшмами. Местами в разрезе отмечаются рифогенные известняки. Отложение вулканитов происходило в островных грядах и разделяющих их трогах.

Рудные залежи пласто- и линзообразной формы прослеживаются на 300—500 м, сменяясь по простиранию безрудными кремнистыми породами, яшмами, туфами (рис. 28), вместе с которыми они смяты в складки субмеридионального направления. Мощность рудных прослоев составляет в среднем около 1—2 м, при колебаниях от нескольких сантиметров до 7—9 м. Руды представлены главным образом силикатными минералами марганца — родонитом и бустамитом, реже пироксмангитом, пьомонитом, тефроитом; обычны браунитовые и гаусманито-браунитовые руды, по простиранию и падению переходя-

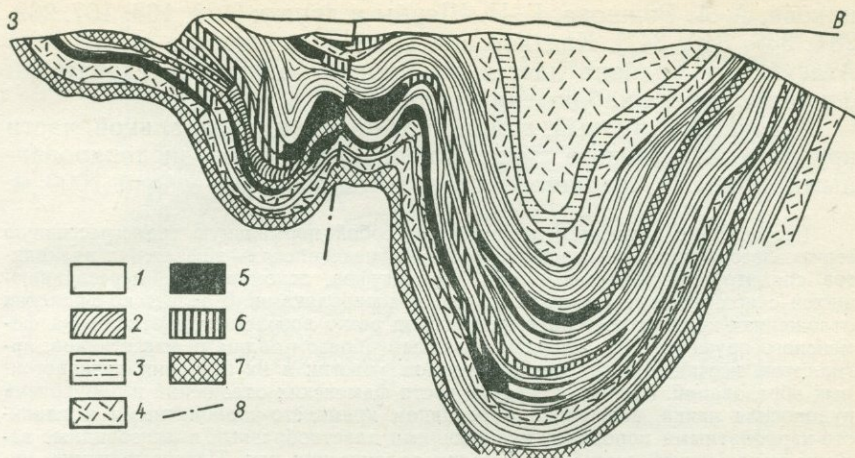


Рис. 28. Геологический разрез Кусимовского месторождения. По А. Г. Бетехтину, 1946 г.

1 — наносы; 2 — яшмы и кремнистые породы; 3 — туффиты; 4 — туфы; 5 — высокосортовые руды; 6 — низкосортовые руды; 7 — оруденелые туфы; 8 — разрывные нарушения.

щие иногда в олигонито-родохрозитовые и манганокальцитовые (Ялимбетовское и другие месторождения). Часть силикатов марганца, по-видимому, образовалась при преобразовании первичных карбонатных руд в процессе метаморфизма (данные В. Н. Разумовой, 1967 г.).

Сингенетичный характер оруденения в неизмененных рудах отчетливо отражен в тонкослойчатой текстуре, выраженной в перемежаемости кремнистых (2—5 см) и браунитовых слоев (1—3 см). Первичные силикатные руды характеризуются невысоким содержанием Mn (15—25%, редко до 30—35%) при содержании  $\text{SiO}_2$  45—52%, CaO 5—7% и примеси P (0,02—0,05%). Содержание Fe в рудах испытывает резкие колебания (от 1,1 до 15%). Отработке на месторождениях подвергались окисленные руды (браунитовые и псиломелано-браунитовые) с содержанием Mn 31,6—45%,  $\text{SiO}_2$  11,5—45%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,5—7,5%. Общие запасы бедных кремнистых руд месторождений Примагнитогорского района оцениваются от 3 до 5 млн. т [167] при среднем содержании марганца около 20%.

Одним из наиболее подробно изученных марганцеворудных районов является Атаусуйский район Центрального Казахстана, включающий в себя целый ряд полиметаллических и железомарганцевых месторождений и рудных полей (Каражал, Большая Ктай, Ушкатын, Джумарт и др.). Обоснование вулканогенно-осадочной гипотезы происхождения этих месторождений можно найти в работах Н. С. Штрейса, Н. Л. Херувимовой, Н. С. Шатского, Е. А. Соколовой, А. Т. Суслова, Д. Г. Сапож-

никова, А. А. Рожнова, Г. Н. Щербы и других [128, 166, 167, 262, 284, 336, 340, 347]. Краткое описание марганцевого оруденения Атасуйского района дается по данным этих исследователей с учетом личных наблюдений автора.

Атасуйский рудный район приурочен к центральной части крупного Атасуйского синклинория, сложенного дислоцированными толщами среднего протерозоя мощностью около 7000 м.

Разрез толщ в среднем представляет собой нормальную трансгрессивную серию эвгеосинклиналей и начинается с нижнедевонских—эйфельских вулканитов спилито-кератофирового ряда (лав, туфов, агломератов), переслаивающихся с конгломератами, песчаниками и алевролитами. В живетско-франских отложениях количество терригенных пород резко возрастает, а отложения фаменского яруса уже представлены главным образом толщами известняков, аргиллитов, песчаников при незначительном участии в их строении вулканогенных образований. Именно к верхней части фаменских отложений и приурочена рудоносная пачка, сложенная в основном кремнисто-карбонатными и глинисто-карбонатными породами, вмещающими пластообразные и линзовидные залежи марганцевых, железных и полиметаллических руд. Перекрывающие рудоносную пачку нижнекаменноугольные отложения представлены углистыми известняками, аргиллитами, алевролитами и песчаниками.

Условия залегания рудоносного горизонта и положение в нем железо-марганцевого оруденения видны на рис. 29, где показано строение одного из месторождений района. Марганцеворудные залежи имеют размеры от сотен метров до нескольких километров (6 км на Западном Каражале) при мощности от десятков сантиметров до 2—3 м (иногда с раздувами до 7—20 м на Каражале и Большом Ктае). Для руд характерна тонкослоистая текстура. В марганцеворудных залежах, обособленных от руд железа (например, месторождение Джумарт), руды представлены окисными (гаусманито-браунитовыми) и силикатно-окисными (тефроито-родонито-гаусманито-браунитовыми и фриделито-пенвитито-гаусманито-браунитовыми) разностями. Комплекс минералов марганца в рудах вообще довольно разнообразен: в некоторых залежах значительную роль играют манганокальцит и манганосидерит, родохрозит, встречаются бустамит, севергинит, урбанит, олигонит, пиросмалит, саркинит, пеннантит и др. Железные руды состоят в основном из гематита и магнетита. В зоне окисления марганцевые руды сложены в основном псиломеланом, пиролюзитом и вернадитом.

Средний состав марганцевых руд шести наиболее крупных месторождений, по данным В. И. Кавуна [167], приведен в табл. 9. Богатые руды содержат около 45% Mn. Разведанные запасы марганцевых руд района составляют 122 млн. т, из них 60 млн. т в Западном Каражале и 30 — в Ушкатыне III, а общие запасы по району оцениваются 150—175 млн. т марганцевых и 250—275 млн. т железо-марганцевых руд [167].

Поскольку вулканогенно-осадочное происхождение атасуйских железо-марганцевых руд остается предметом дискуссий, рассмотрим основные данные по этому вопросу. Изучение тек-

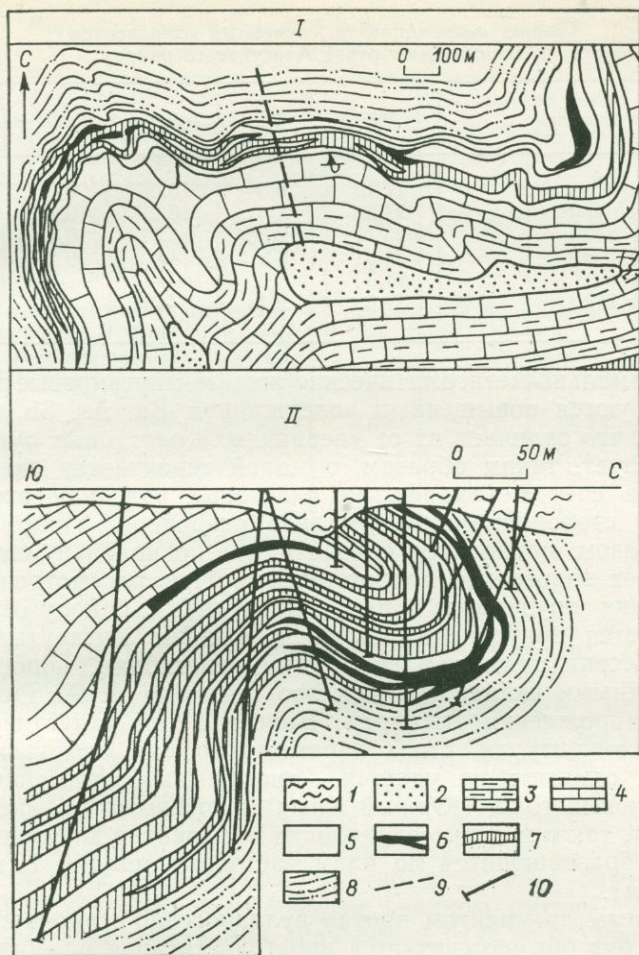


Рис. 29. Схема геологического строения (I) и разрез (II) месторождения Джумарт. По А. А. Рожнову, 1967 г.

1 — кайнозойские отложения; 2 — отложения нижнетурнейского подъяруса; 3—7 — верхнефаменский подъярус; 3 — красноцветная пачка, 4 — промежуточная пачка, 5 — рудовмещающие кремнисто-карбонатные породы (не заштриховано); 6 — марганцевые руды, 7 — железные руды; 8 — подрудные слои верхнефаменского подъяруса; 9 — линия разреза на карте; 10 — буровые скважины (на разрезе).

стур показывает, что основная масса железо-марганцевых и свинцово-цинковых руд района отложилась в пластовой форме синхронно вмещающим толщам, однако наряду с этим имеются также жилные тела и метасоматические залежи железо-марганцевых и барито-свинцово-цинковых руд, локализованных в тех же рудных полях, но имеющих наложенный характер.

Среднее содержание, %, основных компонентов  
в марганцевых рудах Атаусуйского района

Месторождение	Mn	Fe	SiO <sub>2</sub>	S	P
Западный Каражал	21,15	6,04	18,04	0,31	0,018
Восточный Каражал	27,2	4,6	16,2	0,16	0,032
Большой Ктай	23,31	12,38	17,87	0,1	0,18
Джумарт	24,0	5,5	14,0	0,25	0,03
Камыс	24,3	3,0	—	—	—
Ушкатын III	29,0	2,1	—	—	—

Гидротермально-метасоматические железо-марганцевые руды характеризуются повышенным содержанием Ba, As, Sb, Cu, Ag, Au и Bi, что отличает их от «первичных» пластовых руд и свидетельствует, таким образом, о малой вероятности их образования за счет метаморфизма пластовых руд, как это предлагается сторонниками «нормально осадочной» гипотезы. Таким образом, приходится признать, что по крайней мере часть руд имеет эндогенное происхождение. При рассмотрении распределения оруденения в целом по рудному району отчетливо фиксируется приуроченность его к линейно вытянутым полосам и ассоциациям с флексурными перегибами, коробчатыми и сундучными складками, как это показано А. А. Рожновым для месторождения Джайрем. Вместе с тем отчетливого фациального контроля, столь характерного для осадочного оруденения, отметить не удастся — оно располагается как среди песчаниковых толщ (Южный Клыч) и рифогенных известняков (Камыс), так и в пиритсодержащих карбонатно-кремнистых породах, образовавшихся по илам застойных впадин (Джумарт, Джайрем).

Главным аргументом против вулканогенно-осадочного образования руд обычно считается пространственная разобщенность их с вулканическими центрами эпохи рудоотложения. В самом деле, верхне-фаменские эффузивы, параллелизуемые с вмещающими оруденение глинисто-карбонатными толщами, достоверно известны только на удалении 7—10 км от месторождений; в пределах самих рудных полей выявлены маломощные прослои мелкообломочных туфов и туффитов и лишь на месторождениях Северный Джайрем и Дальний Запад — покровные эффузивы основного состава.

Сторонники осадочной гипотезы полагают, что руды образовались за счет размыва девонских эффузивов, слагавших в момент отложения фаменских рудовмещающих толщ участки суши в 10—15 км к северу и в 100 км к югу от месторождений Каражалской и Ктайской групп. Сопоставлением средних содержаний рудных элементов в дофаменских и фаменских эффузи-

Изотопный состав свинца в вулканогенных породах  
и рудах Атасуйского района

Аналитический материал и место его взятия	Количество проб	Изотопный состав свинца (Pb = 1)		
		208	207	206
Стратиформные марганцевые и железо-марганцевые руды (месторождения Восточный Каражал, Джумарт, Ушкатын III)	26	38,48	15,47	18,21
Метасоматические и жильные баритосвинцово-цинковые и барито-гематитовые руды (месторождения Джайрем, Ушкатын III, рудопроявление Южный Аккудук)	22	38,40	15,46	18,23
Фаменские вулканические и дайковые породы (месторождение Западный Каражал, район месторождения Джайрем)	16	38,41	15,48	18,22
Среднедевонские и франские вулканогенные породы (акбастауская свита)	20	39,08	15,69	19,06

вах эту гипотезу проверить не удастся, поскольку, по данным В. И. Кавуна и А. А. Рожнова [167], в тех и других они выше кларка и достаточно сходны.

Дополнительные данные по этому вопросу нам удалось получить при изучении изотопного состава свинца в указанных эффузивах и рудах (табл. 10). Анализ 84 проб, выполненный изотопно-спектральным методом в лаборатории ВИРГ под руководством П. А. Степанова, показал значительное сходство свинцов обоих типов руд и фаменских эффузивов. Значения изотопного состава показывают, что во всех этих случаях мы имеем дело с нормальным рудным свинцом соответствующего возраста, причем колебания значений в отдельных пробах находились в пределах приборной ошибки. В отличие от этого более древние вулканогенные породы характеризуются аномальным изотопным составом рассеянного свинца при значительных вариациях его в отдельных пробах, что не могло не сказаться на рассеянном свинце железо-марганцевых руд, если бы они формировались за счет размыва этих толщ. Можно, таким образом, полагать, что основная масса стратиформного оруденения Атасуйского района имеет генетическую или по крайней мере парагенетическую связь именно с фаменским вулканизмом.

Примером месторождений, связанных с кварцево-кератофировой формацией, может служить изученное А. Т. Сусловым [167] Дурновское месторождение, расположенное на Северо-Восточном Салаире, в ядре Урско-Бачатской антиклинали,

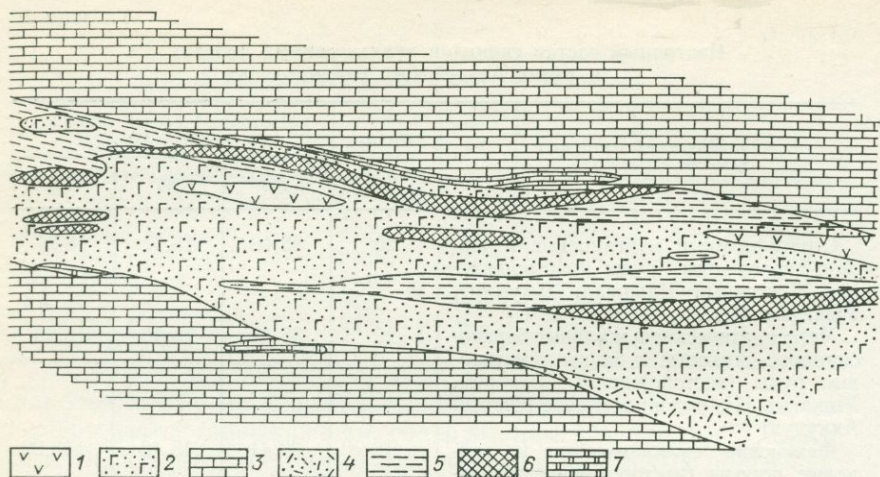


Рис. 30. Геологический план 140-го горизонта Дурновского месторождения.  
По А. Т. Суслову, 1967 г.

1 — диабазы; 2 — кварцевые кератофиты; 3 — известняки; 4 — туфы и туффиты; 5 — яшмы; 6 — браунитовые руды; 7 — карбонатные руды.

сложенной вулканогенно-карбонатными образованиями гавриловской и печёркинской свит нижнего — среднего кембрия. Рудоносная пачка (рис. 30) мощностью около 200 м сложена мраморизованными известняками с прослоями железистых и марганцевистых яшм, туфов и эффузивов состава кварцевых кератофиров, а также гаусманито-браунитовыми рудами, тяготеющими к центральной части пачки. Рудные тела пластообразной и линзовидной формы согласны с вмещающими породами и залегают кулисообразно, имея средние размеры по простиранию и падению порядка  $50 \times 100$  м (до  $220 \times 300$  м) при мощности 1,5—2 м (в центральных частях линз от 4 до 5 м). Выделяются два основных типа руд: а) первичные гаусманито-браунитовые и марганцевокальцитовые массивной, слоистой и брекчиевой текстуры; б) окисленные псиломелановые руды, представленные натечно-скорлуповатыми образованиями и почковидными агрегатами. От марганцевых руд довольно четко обособляются имеющиеся на месторождении железные (гематитовые) руды. В первичных марганцевых рудах содержание Mn составляет 6,5—26,5, Fe 2,2—13,3, S 0,09—0,17,  $\text{SiO}_2$  15,5—48,6%. Отмечается значительное количество элементов-примесей (0,003% Cu, 0,1—0,3% Zn, 0,01% Co, а также Pb, As, Ba, Ag, Sb), которые, судя по их распределению, связаны с более поздними наложенными гидротермальными процессами. Запасы месторождения оцениваются в размере около 850 тыс. т руды.

Связь вулканизма и оруденения на Дурновском месторождении подчеркивается широким развитием туфогенного материала

во вмещающих карбонатных породах, со всеми переходами, вплоть до «туфоизвестняков»; интенсивной аргиллизацией подстилающих рудные тела кислых вулканитов; постепенным переходом согласно залегающих с известняками пластообразных залежей убогих манганокальцитовых руд в железистые яшмы с остатками радиолярий и спикул губок, которые в свою очередь ассоциируют с первичными гаусманито-браунитовыми рудами; наличием кварцево-карбонатных жил альпийского типа со скоплениями таблитчатого барита и псиломелана, секущих вмещающие породы и руды и образовавшихся после совместных диагенетических и регионально метаморфических преобразований тех и других.

Менее ясны связи с вулканизмом для руд других месторождений этого типа, например Усинского, приуроченного к карбонатным толщам усинской свиты нижнего кембрия (Кузнецкий Алатау) и Тахта-Карача (Зеравшанский хребет, Средняя Азия), локализованного в кремнисто-карбонатных толщах верхнего силура. Отнесение вмещающих оруденение карбонатных пород к раннегеосинклинальным вулканогенно-осадочным формациям признается всеми исследователями [167, 87, и др.], однако незначительная роль вулканических продуктов в составе непосредственно вмещающих оруденение образований позволяет по-разному трактовать источник марганца в рудах. На месторождении Тахта-Карача, по данным Е. А. Соколовой, в составе продуктивной пачки отмечено всего два небольших прослоя сильно измененных кислых эффузивов и их туфов; альбитофиры (порфиронды), замещающие по латерали карбонатную продуктивную пачку Усинского месторождения, выявлены в 7—12 км от месторождения и далее к северу. Слюдисто-кремнисто-хлоритовые сланцы и широкое развитие хлорита в кремнистых известняках обоих месторождений трактуются сторонниками вулканогенно-осадочного происхождения руд как измененный слеповый материал. Специальных исследований по связи марганцевых руд и вулканогенных образований, подобных, например, работам А. А. Гаврилова [60] по Уралу и Мугоджарам, в районах этих месторождений не проводилось. В связи с этим некоторые исследователи (Е. М. Грибов, И. М. Варенцов и другие) считают возможным в соответствии с традиционными взглядами предполагать, что источником марганца на Усинском и Тахта-Карачском месторождениях могли быть выветривающиеся породы островной суши.

Более определенно связь с вулканизмом обычно выражена для марганцеворудных месторождений *орогенного* этапа развития геосинклиналей, особенно в слабометаморфизованных киммерийских и альпийских (верхнемеловых — кайнозойских) толщах. Так, на Пожаревском месторождении (Болгария), расположенном в Крайшидо-Бургаском прогибе, марганцевые руды залегают непосредственно в субмаринной осадочно-вулканогенной толще. Под рудными телами андезитовые брекчии окварцованы, рассечены жилками цеолитов с гидротермальной медной минерализацией, местами пропитаны окислами марганца и железа или сцементированы ими. Гидротермальное изменение подрудного горизонта наблюдается до глубины около 10 м. В кровле рудных пластов залегают мергелистые глины, известняки, туфы и туффиты, причем на расстоянии около 1 м над рудами вверх по разрезу в глинах обычно наблюдаются тонкие

линзовидные прослои окислов марганца. Руды сложены тонкозернистым колломорфным пиролюзитом и отчасти псиломеланом и браунитом в сростании с опалом, халцедоном и кварцем. В небольшом количестве постоянно присутствует гематит. Рудный пласт приурочен к определенному стратиграфическому горизонту и состоит из линзовидных тел протяженностью до 150 м при ширине 50—70 м и мощности порядка 1,5—4,5 м. В пределах рудного поля отмечаются лакколитоподобные скопления железистых силицилитов мощностью около 20 м, в которых на простирации рудного горизонта обычно фиксируются мелкие линзы тонкослоистых марганцевых руд, прослойки гематита, сургучные яшмы.

Чисто марганцевые руды содержат 17—48% Mn, 0,3—9,6% Fe, 11—55% SiO<sub>2</sub>, железо-марганцевые — до 31% Mn, 24% Fe и 30% SiO<sub>2</sub>. В нескольких километрах северо-западнее месторождения Пожарево, в том же рудном горизонте, залегают марганцовистые кремнисто-гематитовые руды (проявление Златуша). Запасы месторождения Пожарево составляют около 100 тыс. т руды (с учетом выработанных) при содержании марганца около 35%.

Другим примером могут служить марганцеворудные пласты рудных районов Пик Артиллери и Лейк-Мид, объединяемых Д. Хьюиттом и др. [406] в металлогеническую провинцию Колорадо-Рио. Вмещающие оруденение толщи сложены туфогенными песчаниками и алевролитами, а также гипсоносными глинами, переслаивающимися с покровами базальтов и их туфов (рис. 31). Руды представляют собой обогащенные землестыми окислами марганца (по данным Ф. Маккелви, преимущественно вадом) туффитовые песчаники, иногда мелкообломочные туфы (месторождение Три-Кидс). Протяженность рудных пластов достигает 500—900 м при мощности порядка 3—7 м. Содержание марганца в рудах различное, переход их по простирацию в безрудные породы постепенный, кровля и подошва пластов ограничены более четко. Наиболее богатые руды отмечены на месторождении Три-Кидс, где содержание Mn достигает 40% при содержании Fe около 1% и SiO<sub>2</sub> около 14%. Характерным для руд является повышенное содержание Pb (до 5%), Cu (до 0,3%) и Ba (до 5%), что послужило основой для предположения об эндогенном источнике рудного вещества. Об этом же говорят и окolorудные изменения (главным образом опализация): наличие яшмовидных образований, окремненных песчаников, а также и текстуры самих руд, среди которых встречаются стекловатые кремнисто-вадовые агрегаты. Характер осадочных пород позволяет реконструировать обстановку осадконакопления как комплекс озерных бассейнов в аридных климатических условиях. В районе Пик Артиллери встречаются и явно переотложенные в водной среде более богатые руды.

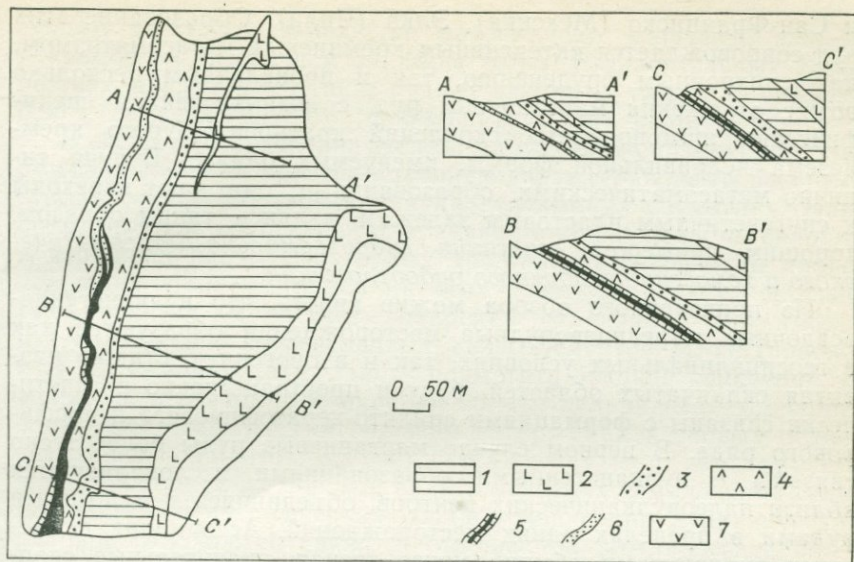


Рис. 31. Геологическое строение южной части рудного района Вирджин Ривер, Невада, США. По Ф. Маккелви и другим, 1949 г.

1 — гипсы, песчаники и туфы; 2 — верхний горизонт базальтов; 3 — верхний рудный горизонт — марганцесодержащие песчаники; 4 — средний горизонт базальтов; 5—6 — нижний рудный горизонт: 5 — руды, 6 — песчаники, не содержащие оруденения; 7 — нижний горизонт базальтов.

При рассмотрении провинции Колорадо-Рио в целом можно установить, что озерные котловины в неогене располагались здесь лишь в изолированных депрессиях: рудоносные вулканогенно-осадочные толщи сменяются по простиранию фангломератами, отложившимися в краевых частях межгорных впадин.

Примером вулканогенно-осадочных месторождений марганца орогенной стадии развития геосинклиналей является, по-видимому, и одно из крупнейших месторождений СССР — Чиатурское (Грузия), руды которого отлагались на Дзирульском срединном массиве в период замыкания Аджаро-Триалетской альпийской геосинклинали. Описание и подробное обоснование вулканогенно-осадочного генезиса этого месторождения приводится в работах Г. С. Дзоценидзе [94, 95].

Среди молодых марганцеворудных месторождений, по данным Ч. Парка, Е. А. Соколовой и других [284, 449], широко распространены руды, образованные путем приповерхностного замещения рыхлого туфового материала (тефры) и формирующиеся как в субаквальных, так и в континентальных условиях. К ним относятся рудные залежи формации Эль-Кобре на Кубе (Эль-Кристо, Чарко-Редондо и др.), месторождения Паридеро

и Сан-Франциско (Мексика), Элка (Чили). Образование этих руд сопровождается интенсивным кремниевым метасоматизмом, как синхронным оруденению, так и проявленным несколько позже отложения марганцевых руд, с возникновением специфических яшмоподобных скоплений красновато-бурого кремнезема неправильной формы, именуемых байате. Будучи типично метасоматическими образованиями, они дают переходы к сингенетичным пластовым залежам, являясь, таким образом, хорошим примером сочетания гидротермально-метасоматического и хемогенно-осадочного рудоотложения.

Из приведенного обзора можно видеть, что вулканогенно-осадочные марганцеворудные месторождения образуются как в геосинклинальных условиях, так и в орогенную стадию развития складчатых областей, будучи пространственно и генетически связаны с формациями спилито-кератофирового и порфиорового ряда. В первом случае марганцевые руды более тесно связаны с вулканогенными образованиями и локализируются вблизи палеовулканических центров, объединяясь с железными рудами в пределах одних месторождений. Ассоциация с кислыми вулканитами обычно менее тесная, значительные скопления марганцевых руд формируются в туфогенно-хемогенных осадках, отлагающихся в удалении от центров извержений. Разделение железных и марганцевых руд в этом случае проявлено более четко.

Геохимическая обстановка формирования руд марганца также имеет довольно широкий диапазон: месторождения локализованы как в вулканогенно-карбонатных, так и в вулканогенно-кремнистых комплексах. Из них для первых характерны большие по масштабам скопления руд, но, как правило, более бедных по содержанию марганца и худшего качества.

Большой интерес вызывает в последнее время процесс образования железо-марганцевых конкреций на дне Тихого и Атлантического океанов. Ему посвящено большое число публикаций, из которых можно выделить работу Э. Бонатти и Р. Нейаду [362], а также монографию Дж. Мери [177], освещающие вопросы генезиса конкреций во всей их полноте.

Океанические железо-марганцевые конкреции имеют сферoidalную, неправильную желвакообразную, реже плитовидную форму, средний размер около 3 см, колеблющийся, впрочем, в широких пределах от нескольких миллиметров до 1,5—2 м. Внешняя оболочка имеет слоистое строение, обусловленное чередованием прослоев окислов железа и марганца, а внутренняя часть представлена чаще всего измененным в той или иной степени вулканическим материалом (палагонит, пемза и стеклянные лапилли, цеолиты, обычно филлипсит, монтмориллонит и др.), реже в качестве ядер отмечаются костные остатки nekтона (например, зубы акул, отолиты рыб и китовых), а также планктона и бентоса (раковины фораминифер, спикулы

губок). В составе конкреций преобладают марганец, железо и кремнезем (в среднем 24, 14, и 10%). В значительных количествах присутствуют такие рудные элементы, как Ni (в среднем 0,99%), Cu (0,53%), Co (0,35%), Pb (0,1%) и Mo (0,05%).

В своем распределении железо-марганцевые конкреции обнаруживают четкую пространственную связь с районами развития вулканогенных образований и продуктами их изменения. Наиболее высокие концентрации конкреций обнаружены на склонах и вершинах подводных горных хребтов вулканического происхождения, причем именно на этих участках, судя по данным Г. Аррениуса, в составе конкреций отмечаются максимальные содержания перечисленных микроэлементов. И. И. Волкову и Л. С. Фоминой [51] удалось подметить отличие конкреций из пелагических глин от конкреций вблизи вулканических архипелагов, выражающееся в большем содержании в первых редкоземельных элементов, за счет соосаждения их с окислами Mn и Fe и сорбцией из морской воды в условиях замедленной седиментации. От пелагических осадков конкреции вулканических районов отличаются также и отношением Ni/Co, всегда близким или меньшим 1, что характерно для изверженных пород и рудных залежей магматогенного происхождения, в то время как в осадочных образованиях оно всегда выше.

С позиций нормальной седиментации, судя по приведенным в начале главы данным Р. Гаррелса и К. Краускопфа, нельзя объяснить и тонкослоистое строение конкреций: низкая степень разделения железа и марганца вызвана локально изменчивыми величинами окислительно-восстановительного потенциала и кислотности, что именно в вулканических гидротермах явление обычное. Об эндогенном источнике вещества конкреций свидетельствуют также их крупные размеры (садка марганца из морской воды за счет восстановления его окислами железа быстро прекратилась бы после образования корки), а также присутствие конкреций на участках с высокими скоростями седиментации (Калифорнийский залив, подводная гора Кобб, донная равнина Каскадия около Аляски и др.), что говорит об их быстром росте. В палагонитовых ядрах конкреций, а также в ассоциирующихся с конкрециями гиалокластитах (палагонитовых туфах) отмечаются сегрегационные выделения железомарганцевых окислов, обычно близкие по составу к веществу корки в самих конкрециях. Вопрос о выносе железа, марганца и других компонентов, послуживших материалом для образования конкреций вулканическими гидротермами непосредственно из магматического очага или за счет выщелачивания рыхлых гиалокластитов и трещиноватых лав на пути подъема гидротерм, как это полагают Е. Бонатти и Р. Нейаду, остается открытым.

Образование марганцевых конкреций при вулканогенно-осадочном литогенезе характерно не только для кайнозойской

эры. Сходные образования обнаружены Г. Моленграфом в триасовых отложениях о. Тимор (Малайский архипелаг). К этому же типу оруденения, по-видимому, относятся и «караваеобразные» марганцевые руды месторождения Кок-Истек в ордовикских отложениях Южного Урала, детально описанные А. А. Гавриловым [60].

Запасы марганцевых конкреций только на поверхности дна Тихого океана выражаются, по подсчетам Дж. Мери, астрономической цифрой  $1,66 \cdot 10^{12}$  т. Это, в сущности, основные потенциальные руды нашего ближайшего будущего.

### Месторождения меди, цинка и свинца

...на разных уровнях колонны вулканических пород и на разном расстоянии от центра вулканической активности одновременно или близко одновременно могли формироваться различные классы колчеданных месторождений.

*В. И. Смирнов, 1968 г.*

Никакая гипотеза генезиса колчеданных месторождений не может быть признана удовлетворительной, если она не объясняет характерной приуроченности оруденения к эффузивно-осадочным толщам типа спилито-кератофировых формаций.

*В. С. Домарев, З. А. Образцова,  
1967 г.*

Вулканогенно-осадочные месторождения меди, цинка и свинца играют весьма значительную роль в балансе мировых запасов этих металлов. Это особенно ясно стало выявляться в последние годы, после фундаментальных работ В. И. Смирнова, вызвавших лавинообразную публикацию фактов, обосновывающих вулканогенно-осадочное происхождение крупнейших медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. Только месторождения этих типов дают около 10% запасов и добычи меди во всем мире, к этому можно уверенно приплюсовать медно-эпидотовые (медно-цеолитовые) месторождения (порядка 1—2% мировых запасов и добычи), а также, по-видимому, целый ряд месторождений, относимых к медистым песчаникам и сланцам, заключающим в себе около 30% мировых ресурсов меди. По отношению к свинцово-цинковым рудам роль вулканогенно-осадочных месторождений еще значительнее: из стратиформных колчеданно-полиметаллических залежей среди вулканогенных комплексов поступает около 25% мировой добычи этих руд, а вместе с аналогичными по характеру стратиформными залежами в терригенных и карбонатных толщах они составляют до 70% мировых запасов свинца и цинка.

В качестве сырья для сернокислотного производства большую роль играют пирито-пирротиновые руды, слагающие основную массу залежей медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, а также образующих и самостоятельные месторождения, рассматриваемые в этой же главе.

Вулканогенно-осадочному происхождению месторождений меди, свинца и цинка и, в особенности колчеданных руд этих металлов, посвящена обширная литература, дать исчерпывающий обзор которой не представляется возможным. Из наиболее крупных работ отметим исследования М. Б. Бородаевской, Б. И. Вейц, Д. И. Горжевского, В. С. Домарева, А. Н. Заварицкого, С. Н. Иванова, А. И. Кривцова, Н. С. Скрипченко, В. И. Смирнова, П. Ф. Сопко, Г. А. Твалчрелидзе, М. Г. Хисамутдинова, Г. Н. Шербы, П. Я. Яроша, а из зарубежных исследователей — Ч. Андерсона, Г. Борхерта, Д. Вильямса, Е. Каллагана, А. Кинкела, Д. Сато, А. Циссарца, Л. Эрхарта и других. Успехи в исследовании этой проблемы нашли наглядное отражение на VIII Всесоюзном металлогеническом совещании (Свердловск, 1976 г.) и XXV Международном геологическом конгрессе (Сидней, 1976 г.).

Медь, свинец и цинк являются одними из наиболее часто встречающихся элементов в вулканических эксгаляциях и гидротермах. В фумарольных сублиматах и инкрустациях значительные содержания меди (до 0,4%), а также цинка (до 0,5%) и свинца (до 1%) отмечены на вулканических полях Уайт Айленда (Новая Зеландия), вулканов Шова-Шинзан (Япония), Везувий (Италия), в Долине Десяти Тысяч Дымов (Аляска), на многих фумарольных полях Камчатки и Курильских островов. Минеральные формы выделения их разнообразны: для одной только меди С. И. Набоко [189] насчитала 19 минералов, в том числе сульфиды, сульфаты, карбонаты, хлориды, окислы, самородную медь и др. Уже по вулканологическим данным намечается *устойчивое тяготение меднорудных выделений к базальтовым, а свинцовых — к более кислым магматическим комплексам.*

Среди попыток выявить механизм отделения рудных концентраций из магматических очагов в условиях вулканического процесса следует особо отметить уникальные наблюдения Б. Дж. Скиннера и Д. Л. Пека [270], зафиксировавших выделение несмешивающегося сульфидного расплава в лавовом озере кратера Алаэ (вулкан Килауэа, Гавайские острова). При понижении температуры толенто-базальтовой магмы от 1140 до 1060—1065°С в затвердевшую лавовую корку внедрилась интерстициальная жидкость, состоящая из сульфидных глобулей (с примесью зерен кристаллических сульфидов) и силикатной фазы. Сульфидная фаза состояла в среднем из 59% Fe, 5% Cu, 1% Ni, 32% S и 3% O. Содержание Cu в силикатной фазе не отличалось от кларкового, составив 0,0019%, Ni 0,004%, S 0,038%. Факт этот во многом упрощает понимание процессов образования медно-эпидотовых («медно-цеолитовых»), вкрапленных и жильно-штокверковых руд, локализованных непосредственно в туфах и лавах пикрито-базальтового состава.

Участие меди, свинца и цинка в вулканогенном гидротермальном и гидротермально-осадочном рудообразовании особенно ярко доказывается необычайно высокими концентрациями меди (до 20%) в осадке из рассола глубокой скважины около оз. Солтон-Си, Калифорния [73] и в особенности детальными данными по содержанию всех этих элементов в подводных гидротермах Красного моря [282]. Здесь, по данным Х. Крейга, Р. Брукса и других, придонные воды на участках высачивания на поверхность глубинных гидротерм содержат в 27 200 раз больше свинца, чем воды нормальной морской солености, в 1400 раз больше цинка и в 61 раз больше меди. Локализация рудного осадка происходит среди илов, в которых вулканический материал встречен в весьма незначительном количестве, однако взаимосвязь гидротермальной деятельности с трогообразованием и вулканизмом, известным в обрамлении Красного моря, признается и убедительно доказывается многими исследователями, изучавшими этот уникальный объект. Впадина Атлантис II, где установлены выходы гидротерм с температурой порядка 50° С, располагается над зонами интенсивных узлокальных тепловых потоков, предположительно отвечающих «живущему» магматическому очагу. Другая впадина (Дискавери) непосредственно связана с Атлантис II и заполнялась рудным осадком за счет латеральной миграции. Таким образом, мы имеем дело с типичными вариантами формирования рудных залежей в удалении от зоны активного вулканизма, причем как у выхода гидротерм в бассейн осадконакопления (Атлантис II), так и в удалении от них (Дискавери). Вопросы происхождения рудоносных рассолов детально рассмотрены на основе геохимических и изотопно-геохимических данных.

Часть геохимиков (Х. Крейг, И. Каплан и другие) предположили возможность выщелачивания элементов из вмещающих пород нагретыми водами и даже частичное поступление их с континента. Однозначные критерии ювенильного происхождения рудоносных терм Красного моря удалось получить Дж. Куперу и Дж. Ричардсу [282], изучавшим изотопный состав свинца в рудных осадках. *Во впадине Атлантис II этот состав не обнаруживает вариаций и в пределах точности масс-спектрометрических анализов может быть параллелизован с современным свинцом вулканических продуктов.* Во впадине Дискавери зафиксирован, кроме того, свинец, относящийся к чужеродному (осадочному?) материалу. Другие данные (аномально высокая кремнистость осадков, повышение ряда легко мигрирующих в морской воде элементов во впадине Дискавери по отношению к Атлантис II) также противоречат гипотезе вадозного происхождения терм и могут быть объяснены только их ювенильным характером. Отсылая читателя за более детальными данными к первоисточникам, хочу все же заметить, что даже в этом довольно очевидном случае до-

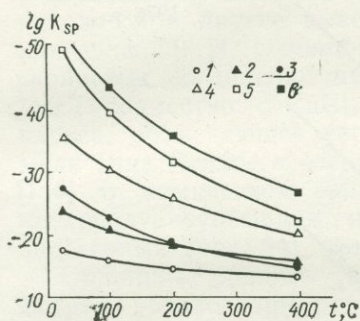


Рис. 32. Зависимость произведения растворимости некоторых сульфидов от температуры, рассчитанная с помощью интегрированного уравнения Вант-Гоффа (при  $\Delta$ ,  $^{\circ}\text{C}$ ,  $p_r=0$ ). По Дж. Чаманске, 1959 г.

1 — FeS; 2 — ZnS; 3 — PbS; 4 — CuS;  
5 — AgS; 6 — HgS.

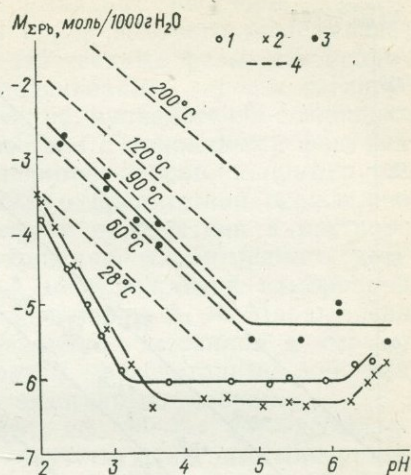


Рис. 33. Растворимость PbS в водных растворах. По П. П. Рафальскому, 1973 г.

1 —  $90^{\circ}\text{C}$ , 1M NaCl+H<sub>2</sub>S; 2 —  $90^{\circ}\text{C}$ , 3M NaCl+H<sub>2</sub>S; 3 —  $98^{\circ}\text{C}$ , 3,8M NaCl+H<sub>2</sub>S+добавки KCl, CaCl<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, MgCl<sub>2</sub>, NaF, Na<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>, H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> и CO<sub>2</sub>; 4 — изотермы растворимости в 3M NaCl без добавок H<sub>2</sub>S.

казательства вулканогенно-осадочного происхождения рудных концентраций потребовали больших усилий и весьма значительного объема исследований.

Повышенный интерес к рудным осадкам Красного моря объясняется их реальной экономической значимостью. Запасы меди здесь, по подсчетам Дж. Бишоффа и Ф. Мангейма [282], оцениваются 1 млн. т, цинка около 3 млн. т, свинца 80 тыс. т при средних содержаниях в различных фациях осадков: меди 0,5—4,6%, окиси цинка 1—11% и окиси свинца 0,1—0,2%.

Имеется очень большое количество экспериментальных и теоретических данных по вопросам образования магматогенных растворов, растворимости и переноса соединений меди, свинца и цинка, а также условий отложения их гидротермами. Отделение растворов от расплава (В. А. Николаев) и эволюция длительно существующих трансмагматических потоков (Д. С. Коржинский) детально рассмотрены целым рядом исследователей как для закрытых, так и открытых систем (М. Н. Годлевский, Э. Ингерсон, Г. У. Мори, И. А. Островский, Ф. Т. Смит и другие). Расчетные данные К. Б. Краускопфа [149] показали, что в паро-газовой фазе наиболее летучими оказываются хлориды металлов, в то время как наиболее распространенные

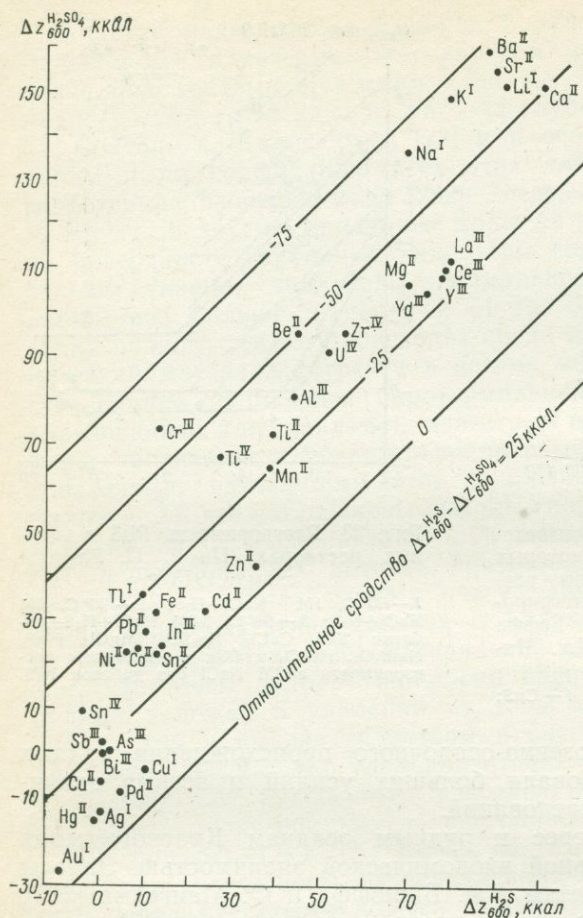


Рис. 34. Диаграмма химического сродства металлов к сульфидам и сульфатам в приложении к эндогенным гидротермальным условиям. По А. А. Маракушеву, 1976 г.

в месторождениях сульфидные соединения должны переноситься главным образом гидротермами.

Теоретические расчеты и многочисленные эксперименты по исследованию растворимости и форм переноса тяжелых металлов в гидротермах, и в особенности их комплексных соединений, сделанные Н. Н. Барановой, Б. П. Бартоном, Р. М. Гаррелсом, Я. И. Ольшанским, Р. П. Рафальским, Дж. К. Чаманске, Г. Хелгесоном, Н. И. Хитаровым и др. [63, 70, 251, 324, 380], показали ясную зависимость произведения растворимости соединений металлов (и соответственно их осаждения) от геотермического градиента (рис. 32), от насыщенности растворов и, в частности, от наличия в нем хлоридов щелочных металлов (рис. 33 показывает эту зависимость на примере галенита), от адиабатического расширения и других условий. Вывод Г. Хелгесона о том,

что богатые хлоридами гидротермальные растворы, движущиеся в субкритической области вдоль высокого геотермического градиента, могут как осаждать твердые фазы, так и производить гидротермальное выщелачивание, хорошо согласуется с явлениями, наблюдаемыми на вулканогенно-осадочных рудных полях. В хорошем соответствии с природными фактами находятся и другие выводы экспериментаторов, например заключение Л. Н. Овчинникова [203] о препятствии осаждению сернистых соединений меди в случае присутствия в растворе NaCl совместно с  $\text{CuCl}_2$  и образованию хлоро-медного комплекса, объясняющее своеобразие месторождений самородной меди типа Верхнего озера, а также выводы А. А. Маракушева [165] о химическом родстве различных металлов к сере и кислороду, сульфидам и сульфатам, рассчитанные как для эндогенных (рис. 34), так и для экзогенных условий.

Обширные данные накоплены по  $p$ - $T$ - $Eh$ - $pH$ -параметрам образования рудных и сопутствующих им минералов в околорудных измененных зонах (В. А. Жариков, Б. И. Омеляненко, Дж. Кеннеди, Г. А. Десборо, Р. Х. Карпентер, С. В. Козеренко, Т. С. Ловеринг, М. Уда и другие), позволяющих с большой определенностью выявить условия как рудоотложения, так и метаморфических преобразований, например по соотношению модификации пирита и пирротина (рис. 35), слагающих основную массу многих типов руд цветных металлов. В последние годы широкое развитие получили также экспериментальные работы (Д. Т. Рикард, Р. О. Хальберг и другие) по изучению соотношения химизма водных растворов и деятельности бактерий, приводящих к осаждению соединений цветных металлов и железа [401, 458]. Выводы экспериментаторов и теоретические расчеты весьма широко применяются при генетических исследованиях месторождений, примером чего могут служить работы В. И. Смирнова, Н. С. Скрипченко, А. И. Кривцова и других.

Большой интерес представляет также моделирование природных процессов гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического отложения сульфидных руд. Помимо широко известных работ, носящих обобщенный характер (Г. Л. Пospelов и другие), предпринимались попытки тектонофизического моделирования структур конкретных колчеданных месторождений, например, А. Н. Барышевым [12] для Худеского рудного поля, позволившие получить ряд практически важных выводов об обязательном наличии стратифицированных построек для создания рудоконтролирующих структур, не образующихся в монолитах, о специфике синрудной трещиноватости вмещающих толщ и др.

По способу рудоотложения, минеральному составу руд и вмещающим породам (состав которых отражает в свою очередь фациальные особенности) вулканогенно-осадочные месторожде-

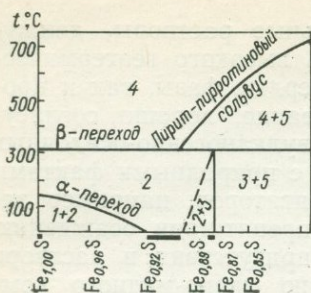


Рис. 35. Пробная фазовая диаграмма для части системы  $\text{FeS}-\text{FeS}_2$ . По Р. Карпентеру, Г. Десборо, 1965 г., с уточнениями по Р. Юнду и Х. Холлу, 1968 г.

1 — троилит; 2 — низкотемпературный гексагональный пирротин; 3 — моноклинный пирротин; 4 — высокотемпературный гексагональный пирротин; 5 — пирит.

ния меди, свинца и цинка можно разделить на три большие группы:

1) металлоносные лавы, сопровождаемые обычно также прожилково-вкрапленным и жильным гидротермальным оруденением (медно-эпидотовые месторождения — скопления самородной меди типа Верхнего озера, залежи вкрапленных халькозиновых руд в эффузивах и т. п.);

2) гидротермально-осадочные и приповерхностные гидротермально-метасоматические залежи массивных руд (колчеданные, медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения) в вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщах, накопившихся в зонах активного вулканизма (табл. 11);

3) гидротермально-метасоматические прожилково-вкрапленные и гидротермально-осадочные тонкополосчатые и вкрапленные руды в терригенных, сланцевых и карбонатных толщах, накопившихся в значительном удалении от активных вулканических зон.

Группа медно-эпидотовых месторождений — главным образом металлоносных лав — является одной из самых характерных среди стратиформных меднорудных концентраций, связанных с поверхностными вулканическими процессами, хотя крупные промышленные объекты этого типа известны только на Канадском щите в бассейне р. Коппермайн (Канада) и в виде группы месторождений на южном берегу оз. Верхнее (штаты Мичиган и Миннесота, США), давших с 1845 г. уже около 5,5 млн. т меди. Менее значительные по масштабам или еще недооцененные месторождения этого типа выявлены в самых различных по возрасту регионах — в докембрии Балтийского щита, в палеозое Аппалач, Урала и Новой Земли, Таймыра, Алтае-Саянской области, в мезозойских вулканогенных толщах Чукотки и др.

Мичиганские месторождения (Калюмет-Хекла, Кирсарж, Болтик, Айл-Ройал и др.) приурочены к верхним частям миндалекаменных лавовых покровов и пластам внутрiformационных туфогенных конгломератов и агломератов, объединяемым в лавовую серию Портедж-Лейк мощностью более 4 км (сред-

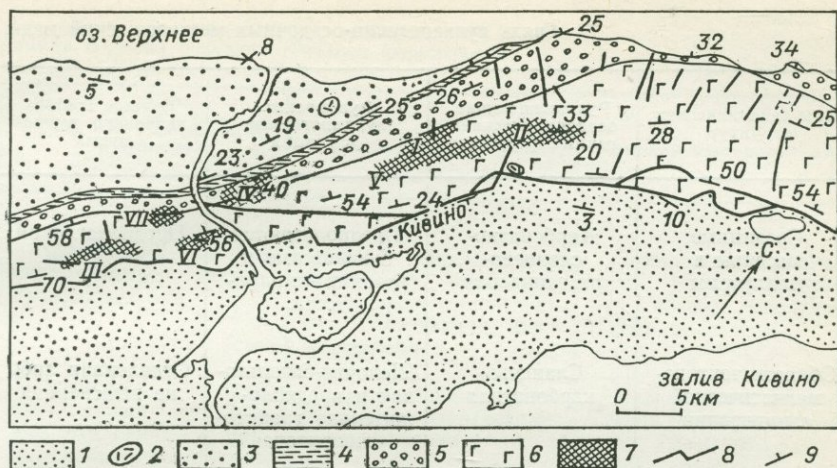


Рис. 36. Схема расположения главнейших месторождений самородной меди в Мичиганском рудном районе, США. По У. С. Уайту, 1968 г.

1 — песчаники Джейкобсвилл; 2—5 — Верхний Кивино: 2 — риолиты (купол), 3 — песчаники Фреда, 4 — сланцы Нонсач, 5 — конгломераты Коппер-Харбор; 6—7 — Средний Кивино: 6 — серия Портедж-Лейк (лавы оливиновых базальтов и андезито-базальтов с пролоями конгломератов), 7 — медно-эпидотовое оруденение; 8 — разломы; 9 — элементы залегания пластов и покровов.  
 I—VII — месторождения: I — Калюмет-Хекла, II — Кирсарж, III — Болтик, IV — Куннси, V — Осiola, VI — Айл-Ройал, VII — Атлантик.

няя часть системы Кивино позднедокембрийского возраста, около 1 000—1 100 млн. лет).

По данным У. С. Уайта [256], отложения серии Портедж-Лейк слагают южное крыло сравнительно пологой синклинали оз. Верхнее, надвинутое по надвигу Кивино (рис. 36) на более молодые горизонтально лежащие песчаники Джейкобсвилл. Общее синклинорное строение района осложнено наличием локальных разноориентированных складок небольшой амплитуды, в том числе куполовидной формы, а также крутыми поперечными разломами. Рудовмещающая серия состоит из нескольких сотен лавовых покровов состава оливиновых базальтов и андезито-базальтов мощностью от нескольких десятков сантиметров до 400—500 м, обычно (более половины покровов) порядка 20—25 м. Верхняя (и во многих случаях нижняя) часть (5—20% от объема покровов) представлена амигдалоидными (миндалекаменными) разновидностями, гиалокластитам и шлаковой коркой; характерно также брекчиевидное строение миндалекаменной части покровов, сформированное еще в процессе излияния лав. Риолитовые (игнимбритовые) покровы, слагающие в некоторых местах до 10% общего объема лав среднего Кивино (например, в Миннесоте), для района месторождений самородной меди не характерны; выявленные здесь три небольших

Типы тектонических структур	Рудовмещающие осадочно-вулканогенные формации	Рудоносные вулканогенные формации	Связь с зонами активного вулканизма
Срединные массивы и платформы	Карбонатно-сланцево-песчаниковая	Предполагаются базальтовые и базальто-липаритовые	Предполагаемая
Области тектономагматической активизации	Сланцево-карбонатная	Щелочно-базальтовая и предположительно трахито-липаритовая	Отдаленная либо не выясненная
Вулканогенные трюги длительного развития («безынверсионные геосинклинали»)	Карбонатно-сланцевая	Толеито-базальтовая и пикрито-диабазовая	Отдаленная
	Конгломерато-диабазовая («вулканогенная моласса»)	Пикрито-диабазовая	Тесная
Геосинклинальные прогибы	Сланцевая («отдаленные кремнистая и карбонатная»)	Кварцево-кератофировая и кератофиро-спилитовая	Отдаленная
	Карбонатно-кварцево-кератофировая	Кварцево-кератофировая	Тесная, иногда отдаленная
	Сланцево-кератофиро-спилитовая	Кератофиро-спилитовая	Тесная
	Сланцево-спилито-диабазовая	Спилито-диабазовая	Тесная, реже отдаленная

Типы руд и морфология рудных тел	Околорудные изменения	Примеры месторождений
Пластовые залежи вкрапленных медно-сульфидных руд	Слабо проявленные окремнение, карбонатизация, реже серицитизация, баритизация, флюоритизация	Джезказган (Казахстан), Удокан (Восточная Сибирь), Мансфельд (ГДР)
Пластовые залежи вкрапленных сульфидных руд свинца и цинка, зоны прожилково-вкрапленного сульфидно-флюоритового оруденения, рудные жилы	Доломитизация, сидеритизация, баритизация, флюоритизация	Миргалимсай, Ачисай, Текели (Казахстан), Сардана (Якутия), Санта-Люсия (Куба)
Пластовые залежи послонно вкрапленных, реже полосчатых и массивных кобальто-медно-сульфидных руд	Слабо проявленные окремнение, доломитизация	Этюаль-дю-Конго, Камбова (Заир), Роан Антелоп, Н'Чанга (Родезия), Уайт-Пайн (Канада)
Лавовые потоки и прослойки туфов с вкрапленностью самородной меди и сульфидов, жилы самородной меди	Эпидотизация, хлоритизация, карбонатизация	Верхнее озеро (США), Коппермайн-Ривер (Канада)
Пластовые залежи массивных и полосчатых сульфидных свинцово-цинковых и медно-пирротинных руд	Слабо проявленные окремнение и хлоритизация	Раммельсберг, Мегген (ФРГ), Фелизчайское, Кызыл-Дере (Кавказ)
Пластовые залежи, реже трещинно-жилые тела свинцово-цинковых сульфидных руд	Окварцевание, серицитизация, альбитизация и калишпатизация	Озерное (Бурятия), Тишинское (Алтай)
Пластовые залежи, реже трещинно-жилые тела медно-колчеданных руд	Окварцевание, серицитизация и хлоритизация, эпидотизация и альбитизация	Гайское, Сибай (Урал), Акбастау (Казахстан), Маунтин-Сити (США)
Пластовые залежи серноколчеданных руд	Окварцевание, серицитизация и хлоритизация, эпидотизация и альбитизация	Хаутоварское, Парандовское (Карелия), Ачик-Таш (Ср. Азия)

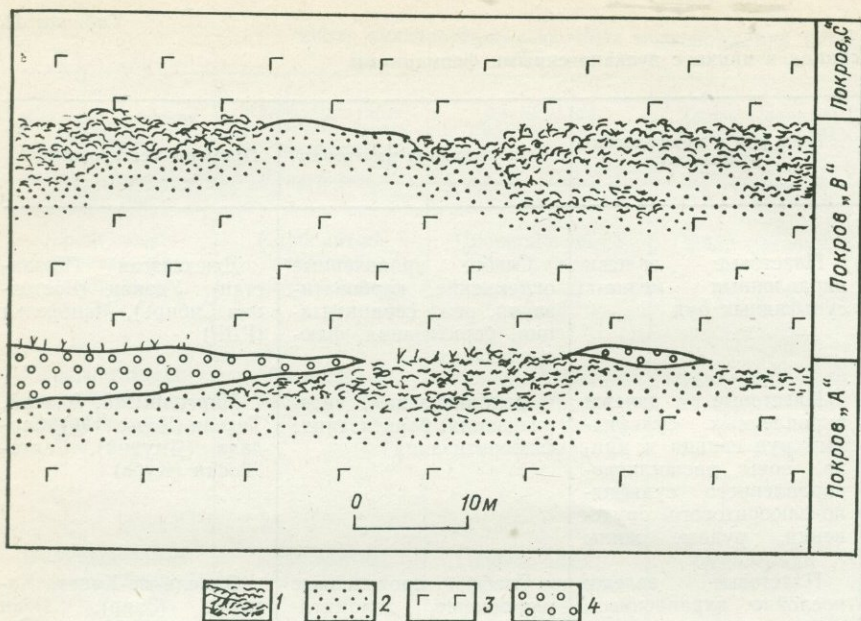


Рис. 37. Схематический разрез, иллюстрирующий морфологию оруденелых амигдалоидных частей лавовых покровов и пластов конгломератов. По У. С. Уайту, 1968 г.

1 — брекчированные интенсивно оруденелые амигдалоиды; 2 — мидалекаменные базальты с рассеянным оруденением; 3 — массивные базальты; 4 — линзы оруденелых конгломератов.

экструзивных купола риолитового состава пространственно обособлены от участков оруденения. Между покровами основных лав залегают линзовидные пласты конгломератов с галькой риолитов и базальтов и песчанистым цементом, которым приписывается селевое происхождение. Мощность таких линз разнообразна и колеблется от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Интрузивные породы, кроме упомянутых риолитовых экструзий, представлены массивами сиенодиоритов и габбро-сиенитов, развитых на некотором удалении (несколько десятков километров) от района месторождений. Внедрение их происходило одновременно с вулканизмом, поскольку габбро-сиениты вместе с риолитами встречаются в гальке конгломератов среди лав серии Портедж-Лейк.

Рудные тела линзообразной и более сложной формы (рис. 37) приурочены к амигдалоидным частям лавовых покровов (около 58% всей добычи меди) и к линзам конгломератов; встречаются также жилы, выполненные самородной медью. Слегка мышьяковистая самородная медь (до 0,5% As) — преобладающий рудный минерал; в резко подчиненном коли-

честве встречаются самородное серебро, халькозин, арсениды меди. Текстура руд вкрапленная, медь выполняет мелкие неправильные трещинки, миндалины и интерстиции в брекчированной лаве, обычно в мелких (от долей до нескольких миллиметров) вкрапленниках. Сопутствующая оруденению минерализация развита стратифицированно: в основании и верхней части амигдалоидных горизонтов обычно развит микроклин, центральная часть представлена снизу вверх хлоритовой, кварцево-эпидотовой и кальцито-эпидотовой полосами. Иногда гналокластиты верхней части покровов почти нацело замещены агрегатом пумпеллиита, эпидота, кварца и хлорита. В конгломератах наиболее обычна эпидотизация, местами отдельные гальки избирательно хлоритизированы. Горизонты, подвергшиеся наибольшей гидротермальной переработке, оказываются и более оруденелыми, однако контуры рудных тел с внутренней метасоматической зональностью не коррелируются. Главные химические изменения при рудоотложении, как было показано Б. Батлером и У. Бёрбэнком [370], заключаются в восстановлении и частичном выносе железа. Минеральный парагенезис околорудных изменений свидетельствует об образовании руд при сравнительно высоких температурах порядка не менее 300°С и при очень быстрых перепадах температуры, достигавших, судя по проведенному Р. Стойбером и Е. Дэвидсоном [483] изучению флюидных заключений в кварце, до 30°С на 100 м.

Среднее содержание меди в рудах составляет 1,48%. В амигдалоидных горизонтах и линзах конгломератов мощностью 3—4 м оруденелым оказывается все тело, более мощные тела содержат несколько зон оруденения. В мощных пластах конгломератов (Аллоуэс, Кингстон и др.) оруденение носит рассеянный характер и залежи оконтуриваются лишь по данным опробования, причем связь между составом конгломератов, количеством цемента и интенсивностью оруденения отсутствует.

При обсуждении генезиса рудных залежей Мичиганского района необходимо принимать во внимание следующие факты.

1. Повышенное содержание и постоянное наличие тонкой вкрапленности самородной меди является характерной особенностью кивинских лав региона на всей площади их выходов, почти в 100 раз превышающей размеры Мичиганского рудного района. При этом содержание меди в маломощных (и быстрее охлаждающихся) покровах базальтов района в 2—3 раза выше, чем в центральных частях мощных покровов; резкое повышение содержания меди (до 300—400 г/т), по данным Т. Бродерика [367], наблюдается в зонах закалки и пегматитовой фации покровов.

2. Содержание серы в лавовых покровах, по данным Х. Корнуолла [376], заметно ниже, чем в интрузиях того же состава.

С учетом красного цвета верхних частей покровов, обусловленного обогащением железом и кислородом, этот факт может объяснить замену столь обычных сингенетических сульфидов самородной медью вследствие выноса в газообразной фазе во время остывания лав.

3. Рудные тела в амигдалоидных лавах, как уже отмечалось, постепенно сменяются в лежащем боку медьсодержащими базальтами, не несущими следов гидротермальной переработки. Вместе с тем наиболее значительные концентрации меди сосредоточены в эпидотизированных породах.

4. При рассмотрении Мичиганского района в целом обнаруживается приуроченность оруденения к зоне автометаморфических преобразований рудовмещающих базальтоидов, сходной с изученными зонами современных гидротермальных систем вулканических областей. Выявившие эту зону Р. Стойбер и Е. Дэвидсон [483] показали, что все стратиформные рудные тела, слагающие 7 главных месторождений района, залегают под верхней границей распространения эпидота и кварца, но выше нижней границы пренита.

5. Пластообразная форма рудных залежей сочетается с жильной, причем иногда оказываются оруденелыми в одном контуре несколько лежащих друг над другом амигдалоидных горизонтов (месторождения Куинси, Болтик). Намечается приуроченность рудных залежей к поперечным синклинальным перегибам в лавовых покровах и выклинивание их в антиклинальных перегибах.

6. В выделениях самородной меди кроме вкрапленников в миндалинах и интерстициях широко распространены формы выполнения трещин. Встречаются жилки, рассекающие в конгломератах несколько рудных галек. Некоторые жилки заканчиваются у поперечных трещин (т. е. возникли после образования трещин), хотя встречаются и зеркала скольжения на поверхности рудных минералов.

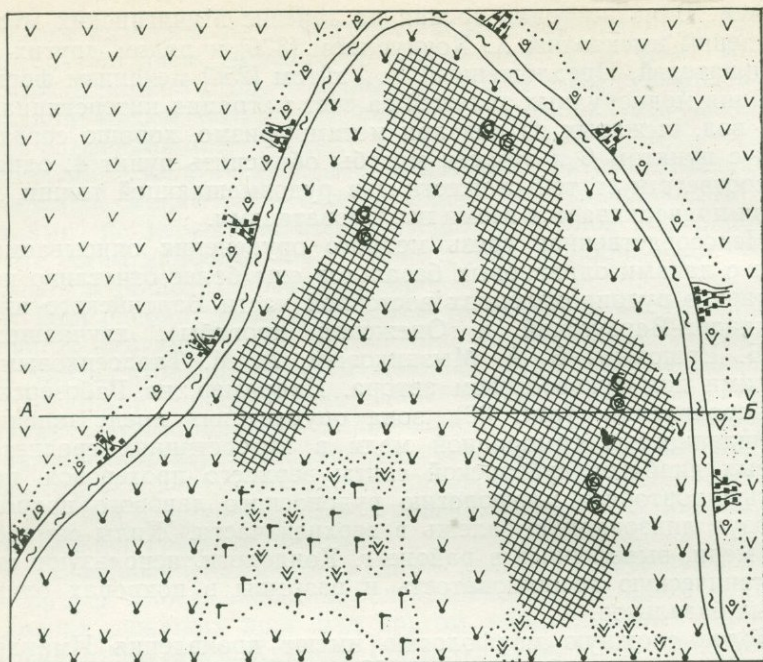
Все перечисленные особенности, кроме пункта 6, достаточно убедительно свидетельствуют о сингенетичном характере медно-рудной минерализации. В общем плане, если допустить возможность циркуляции рудоносных растворов уже и после окончания фазы активного вулканизма, этому не противоречит и пункт 6. Можно, таким образом, поддержать точку зрения Т. Бродерика, Б. Батлера, У. Бёрбэнка и других о магматическом происхождении рудоносных растворов, хотя, по-видимому, связывать эти растворы с нескрытой интрузией основного состава, как это делают упомянутые исследователи, особой необходимости нет. Напротив, метаморфизм верхних частей кивинских лавовых покровов во всем регионе оз. Верхнее и незакономерное распределение рудных концентраций в Мичиганском рудном районе свидетельствуют об открытом характере гидротермальной системы, что можно объяснить ее вулканическим происхождением.

дением. Близкие точки зрения на генезис Мичиганских месторождений высказаны Х. Корнуоллом [376] и рядом других исследователей. Предложенный У. Уайтом [256] механизм формирования меднорудных залежей за счет миграции интерстициальных вод, выжатых из лав при метаморфизме, хорошо согласуется с пунктом 6 и отчасти мог бы объяснить пункт 4, однако не соответствует той свежести лав рудовмещающей толщи, которая подчеркивается всеми исследователями.

Непосредственная связь медного оруденения описываемого типа с лавами оливиновых базальтов еще более отчетливо проявляется в рудопроявлениях восточной части Балтийского щита (Имандра-Варзугский и Онежский прогибы), изучавшихся О. Б. Ершовым, В. А. Мызниковым, А. М. Тарасенковым и другими под руководством автора. Например, на Габозерском рудопроявлении (рис. 38) зона оруденения, представленная вкрапленностью самородной меди в интерстициях среднезернистых диабазов суйсарской свиты верхнего протерозоя, полностью повторяет морфологию рудоносного лавового покрова, образуя линзовидную залежь в верхней части. Жилы самородной меди, выявленные в районе г. Кондопоги, используют синвулканическую трещиноватость и разрывы в покровах оливиновых базальтов.

Более сложную морфологию имеют проявления Имандра-Варзугского прогиба (участки Юзинский, Сухой и др.), приуроченные к уралитовым метапорфиритам умбинской свиты. При преобладающем вкрапленном типе руд, представленном комковидными и дендритовидными выделениями самородной меди, выполняющей миндалины в метамандельштейнах совместно с кальцитом и эпидотом, здесь имеются также рудная вкрапленность в интерстициях основной массы мандельштейнов, сравнительно крупные (несколько сантиметров) выделения самородной меди в пятнисто эпидотизированных диабазах и прожилковые руды (в виде тонких пластинок самородной меди по трещинкам отдельности и мелких жилок неправильной формы).

Сложная форма зоны оруденения позволила Г. Ю. Пушкину [246], изучавшему Юзинское рудопроявление, определить ее морфологию как штокверк. Минеральный состав оруденения повсюду удивительно однообразен: кроме самородной меди изредка отмечаются только халькозин, очень редко куприт и малахит (в зоне окисления). На участке Пасынок отмечалась также ассоциация самородной меди с вкрапленностью магнетита. Интересно, что весь комплекс прерудных и пострудных изменений (калишпатизация, интенсивная эпидотизация и хлоритизация, корбонатизация и окварцевание) на этих рудопроявлениях наблюдать не удалось, не считая наиболее ярко проявленных эпидотизации и карбонатизации, однако при изучении геохимии оруденелых базальтов можно увидеть, что процессы



A-B

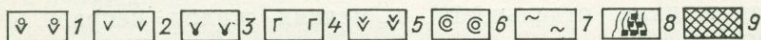
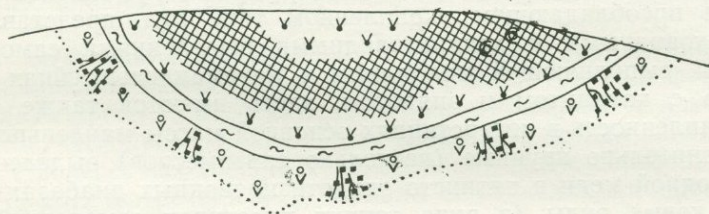


Рис. 38. Схема геологического строения Габозерского рудопоявления.  
По В. А. Мызникову, А. М. Тарасенкову и другим.

1 — роговообманковые миндалекаменные диабазы; 2 — то же, без миндалин; 3 — оливинсодержащие диабазы; 4 — то же, более меланократовые; 5 — участки обособления более крупнозернистых и пегматоидных диабазов в лавовом потоке; 6 — шаровая и подушечная отдельность, аглолавы; 7 — кремнистые туффиты; 8 — вкрапленность сульфидов; 9 — зона интерстициальной и амигдалоидной вкрапленности самородной меди.

эти в принципе однотипны процессам, происходящим на месторождениях Мичиганского района.

По данным корреляционного анализа для умбинских базальтоидов характерны нелинейные связи с  $\text{SiO}_2$  ( $\eta=0,89$ ,  $F=1,90$ ),  $\text{FeO}$  ( $\eta=0,91$ ,  $F=3,5$ ) и  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\eta=0,96$ ,  $F=5,75$ ). Корреляция с  $\text{FeO}$ , по-видимому, отражает процесс образования само-

родной меди за счет разложения сернистых соединений в присутствии окислов железа. Однотипность оруденения Имандра-Варзуги с месторождениями Канадского щита подчеркивается и устойчивой геохимической ассоциацией меди с серебром, отчетливо выявляемой по сильным положительным связям этих элементов при факторном анализе (коэффициент корреляции +78,  $n=60$ ).

Описанные минеральные парагенезисы, характерные и для других месторождений этого типа, достаточно убедительно свидетельствуют, что выделение их в группу «медно-цеолитовых», принятое в учебных пособиях и вошедшее в формационные классификации [161, 298 и др.], неправомерно. Эпидотизация и пренитизация являются наиболее характерными предрудными изменениями, устойчиво ассоциирующими с меднорудной минерализацией (самородная медь, иногда халькозин и борнит), что было подмечено еще А. Н. Заварицким [112]. У. Уайт [256] со ссылкой на Т. Бродерика указывает, что и на месторождениях Верхнего озера, которые «...часто именуются „цеолитовыми“, самих цеолитов... мало. Они... считаются низкотемпературной минеральной ассоциацией, наложенной на ранние, более высокотемпературные минералы». Как редкие минералы они встречаются и на других месторождениях, участвуя, возможно, в завершении рудного процесса, но к типоморфным минералам, тем более пригодным для определения рудной формации, безусловно, не относятся. В связи с этим для вулканических месторождений самородной меди нами был предложен термин «медно-эпидотовая формация» [243], более правильно отражающий характерные парагенезисы крупнейших месторождений этого типа (Мичиганский район в США, Коппермайн-Ривер в Канаде), а также и большинства менее значительных или недостаточно изученных объектов (Кэтоктин в Аппалачах, Имандра-Варзугская группа на Кольском полуострове, Хотугу в хр. Хараелах на Таймыре, Камаукай в Бразилии, месторождения провинций Сычуань и Юннань в КНР и др.).

Закономерности размещения медно-эпидотовых месторождений недостаточно изучены. Сравнительная характеристика месторождений докембрийских щитов приводит к выводу об их приуроченности к завершающим вулканическим циклам длительно развивающихся трогов, которые мы предложили называть безынверсионными геосинклиналями [181]. Мощные толщи, выполняющие эти структуры, отражают в своем составе антидромную эволюцию вулканизма, протекавшего в условиях специфических тектонических условий раздвигания ранее консолидированной земной коры. Время образования месторождений совпадает со временем консолидации вулканических трогов и отвечает регрессивному этапу, т. е. проходило в субконтинентальных условиях. Первичное, менее богатое оруденение непосредственно локализуется в лавах пикрито-базаль-

товой формации; что же касается богатых руд, то их локализация в значительной степени обусловлена наличием пористых горизонтов (конгломераты, туфы) и, возможно, частичным переотложением в трещинных зонах.

Среди медно-эпидотовых рудопроявлений, локализованных в типично геосинклинальных зонах (Урал, Аппалачи и др.), крупные объекты пока неизвестны, что может быть связано с известными отличиями в развитии вулканизма геосинклиналей, способствующими возникновению в условиях субмаринного спилитового вулканизма не медно-эпидотовых, а медно-колчеданных месторождений, рассмотренных ниже. Сходные месторождения, но значительно меньшего масштаба возникают лишь в орогенные стадии развития геосинклиналей (Монте-Катини, Италия и др.), они имеют резко подчиненное значение по сравнению с типичными для этих стадий медно-порфировыми месторождениями.

В группе колчеданных месторождений по составу руд различают обычно три главных типа: серноколчеданные (пиритовые и пирито-пирротиновые залежи), медноколчеданные (халькопирито-пиритовые и сфалерито-халькопирито-пиритовые) и колчеданно-полиметаллические (сфалерито-галенитовые и галенито-сфалерито-пиритовые залежи). Существуют и переходные разновидности, однако в целом устойчивость этих типов несомненна и отражает специфику развития геотектонических структур и вулканогенных формаций, к которым месторождения приурочены. Колчеданные месторождения являются наиболее изученной группой среди вулканогенно-осадочных месторождений, по ним существует обширная литература; последняя за недостатком места будет упомянута нами лишь частично.

*Пиритовые и пирито-пирротиновые залежи* сульфидных руд известны во многих складчатых областях мира, но наиболее характерны для докембрийских геосинклиналей. Они образуют промышленные объекты различного масштаба (от 1—2 до 50 млн. т руды и более), причем докембрийские месторождения распространены более широко. Правда, для медно-колчеданных месторождений, составляющих с серноколчеданными непрерывный ряд, скопления пирита оказываются весьма значительными и в фанерозе вплоть до таких уникальных, как Рио-Тинто (Испания) и Церро-де-Паска (Перу), содержащих в одном рудном поле до 400—500 млн. т сульфидных руд, однако для чисто колчеданного оруденения докембрий является в целом, несомненно, более продуктивным. В связи с относительно высоким метаморфизмом руд вулканогенно-осадочное происхождение многих докембрийских колчеданных месторождений до сих пор является предметом дискуссий.

Наглядным примером могут служить Хаутоварское и Парандовское месторождения серных колчеданов в Центральной Ка-

релии, изучавшиеся нами совместно с А. М. Тарасенковым, Х. В. Сафоновым, В. Н. Флоринской и другими, а также ранее Г. О. Глебовой-Кульбах, Н. И. Пинаевой, В. И. Робоненом, Г. В. Ручкиным, С. И. Рыбаковым и другими исследователями. Месторождения эти приурочены к вулканическим трогам субмеридионального простираения, выполненным спилито-диабазовыми комплексами нижнего протерозоя, в виде узких (2—5 км) полос длиной 100—150 км, протягивающимся среди архейского гранито-гнейсового фундамента в Центральной Карелии. Разрез толщ, вмещающих месторождения, довольно однообразен.

На Хаутоварском месторождении В. И. Робоненом и другими в разрезе (снизу вверх) рудовмещающей толщи выделены:

1) мощная пачка андезито-диабазов, переслаивающихся с более кислыми вулканитами риолито-дацитового состава мощностью 1500—2000 м;

2) мощная пачка лав базальтового состава, состоящая из покровов мощностью от нескольких метров до 70—75 м, иногда с шаровой текстурой, с прослоями туфов, кварцево-магнетито-амфиболовых сланцев и углеродистых сульфидсодержащих амфиболитизированных сланцев. Мощность этой пачки 1500—1800 м;

3) рудоносная пачка, сложенная главным образом мелкообломочными туффитами и углеродистыми сланцами, содержащими линзы серноколчеданных руд и подвергшимися процессам пропилитизации. Мощность пачки изменчива и колеблется от нескольких десятков метров на флангах месторождения до 250—300 м в его центральной части;

4) покровы диабазовых лав, перемежающихся с отдельными прослоями туфов того же состава, мощностью порядка 700—800 м;

5) пачка туффито-песчаников около 200 м мощности.

Суммарная мощность разреза достигает, таким образом, около 5 км, хотя в отдельных пересечениях вулканического трога за счет латеральной смены мощностей она составляет всего 3—3,5 км.

Проявленные на участках месторождений две фазы складчатости привели к образованию напряженных виргирующих складок с субвертикальным и опрокинутым залеганием крыльев (рис. 39) вплоть до образования (например, на участке Парандовского, Нялмозерского и других месторождений) псевдомоклинальных структур. Метаморфизм вмещающих пород и руд проявился неравномерно: полосы с высокими ступенями амфиболитовой фации (порфиробластические гранатовые амфиболиты) чередуются с зеленосланцевым метаморфизмом. В околоконтактной зоне синскладчатых ультраметагенных гранитидов породы интенсивно мигматизированы.

Несмотря на интенсивную дислокацию и метаморфизм, вулканогенно-осадочное происхождение колчеданных руд все же поддается расшифровке. Морфология и условия залегания рудных тел типичны для колчеданных месторождений. На Хаутоварском месторождении это 6 линз длиной от 200 до 750 м, мощностью от 1 до 22 м, кулисообразно залегающих в пределах полосы длиной 3250 м и общей шириной 30—75 м. Наиболее крупные залежи (Основная и Параллельная) занимают центральную часть полосы, более мелкие расположены на флангах.

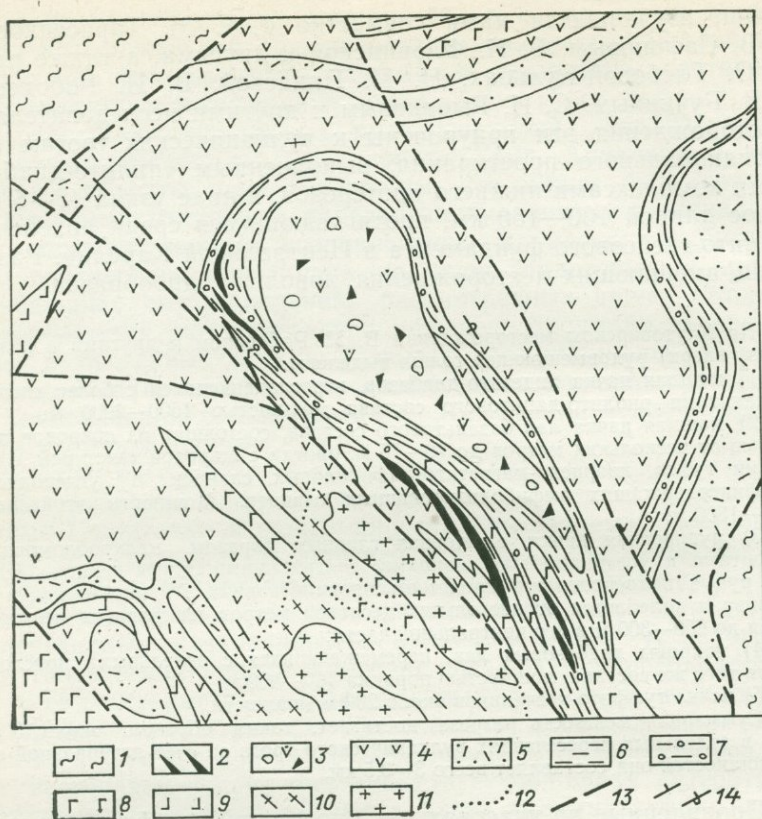


Рис. 39. Схема геологического строения Хаутоварского рудного поля. Составлена с использованием маршрутных наблюдений Х. В. Сафонова, Н. Ф. Овсянниковой и данных Западного геофизического треста.

1 — плагиомиоклиновые гнейсо-граниты, гранодиориты (архейский фундамент); 2 — рудоносный вулканический комплекс нижнего протерозоя; 2 — пирротинно-пиритовые руды, 3 — вулканические брекчии, шаровые аглолавы (главным образом среднего — основного состава), 4 — лавы, частью туфы диабазов и спилитов, 5 — туфы и игнибриды кератофирового состава, 6 — кремнисто-углеродистые сланцы и туффиты, 7 — то же, окварцованные, серицитизированные и хлоритизированные, 8 — субвулканические интрузии габбро-диабазов; 9—11 — пострудный интрузивный комплекс (нижний — средний протерозой): 9 — перидотиты и серпентиниты, 10 — мигматито-граниты, 11 — лейкограниты и пегматиты; 12 — границы постепенных переходов; 13 — разрывы; 14 — элементы залегания.

На глубину оруденение не оконтурено и прослежено скважинами до 500 м. Рудные линзы залегают согласно с вмещающими их углеродистыми сланцами, имея северо-западное склонение. Состав руд отличается постоянством. Главный минеральный компонент их пирит, в незначительном количестве присутствуют пирротин, халькопирит, сфалерит, магнетит, галенит, пентландит; в единичных зернах отмечены хромит, ильменит, борнит, арсенопирит. Преобладают массивная и полосчатая текстуры руд,

в зальбандах (главным образом в подошве рудных линз) распространены также прожилково-вкрапленные руды. Ограниченно развиты брекчиевидные текстуры. Структуры руд отражают их метаморфическую перекристаллизацию (гранобластическая, порфиробластическая), но достаточно широко встречаются и реликтовые структуры рудоотложения (колломорфная, оолитовая, фестончатая), что впервые было отмечено С. И. Рыбаковым [261].

Околорудные изменения проявлены отчетливо и выражены главным образом в серицитизации и окварцевании вмещающих руды углеродистых сланцев, причем по мере приближения к зальбандам рудных тел (в кровле с 5—7 м, а в подошве с 20—25 м) в сланцах постепенно нарастает «пятнистость», обусловленная метасоматическим отложением пирито-кварцево-серицитовых агрегатов и свидетельствующая о привносе рудного вещества в сланцы, содержащие, кроме того, послойную вкрапленность сульфидов.

Процессы рудоотложения первоначально имели, таким образом, метасоматический характер и протекали в близповерхностных условиях. В целом же стадии рудоотложения и метаморфического преобразования руд лучше всего прослеживаются на взаимоотношениях главных рудных минералов: пирита, наблюдающегося в двух генерациях (1 — желтоватый, кобальтсодержащий, более ранний, слагающий основную массу руд, и 2 — светлый, золотосодержащий в кварцевых жилах с шеелитом, арсенопиритом и турмалином и в порфиробластах) и пирротина, выявленного в трех генерациях (1 — в закономерных страданиях с пиритом в массивных рудах, выделившийся ранее пирита; 2 — в порфиробластах и массивных рудах зальбандов рудных тел, возникший при метаморфизме руд, обычно моноклинный; 3 — в жилах, цементирующих брекчированные массивные руды, обычно гексагональной модификации). Метаморфизм руд отчетливо фиксируется также ростом порфиробластов амфибола в массивных рудах, происходившим, по-видимому, синхронно с амфиболитизацией вмещающих оруденение углеродистых сланцев и туфов.

Намечаемые три этапа (рудоотложение, синхронное вулканизму; перекристаллизация руд при региональном метаморфизме и гранитизации с частичным привносом вещества, в том числе таких элементов, как олово, хром и других; наложение более поздней жильной минерализации) отчетливо проявлены в изотопном составе рудного свинца, фиксирующего соответствующий этим этапам возраст 2600—2800, 2200—2000 и 1800—1600 млн. лет, совпадающий с эпохами геосинклинального вулканизма, гранитообразования и орогенных процессов на Карельском срединном массиве, что было подробно рассмотрено нами ранее [201, 238, 239]. Примечательно, что сопоставление изотопного состава свинца колчеданных руд и рудовмещающих

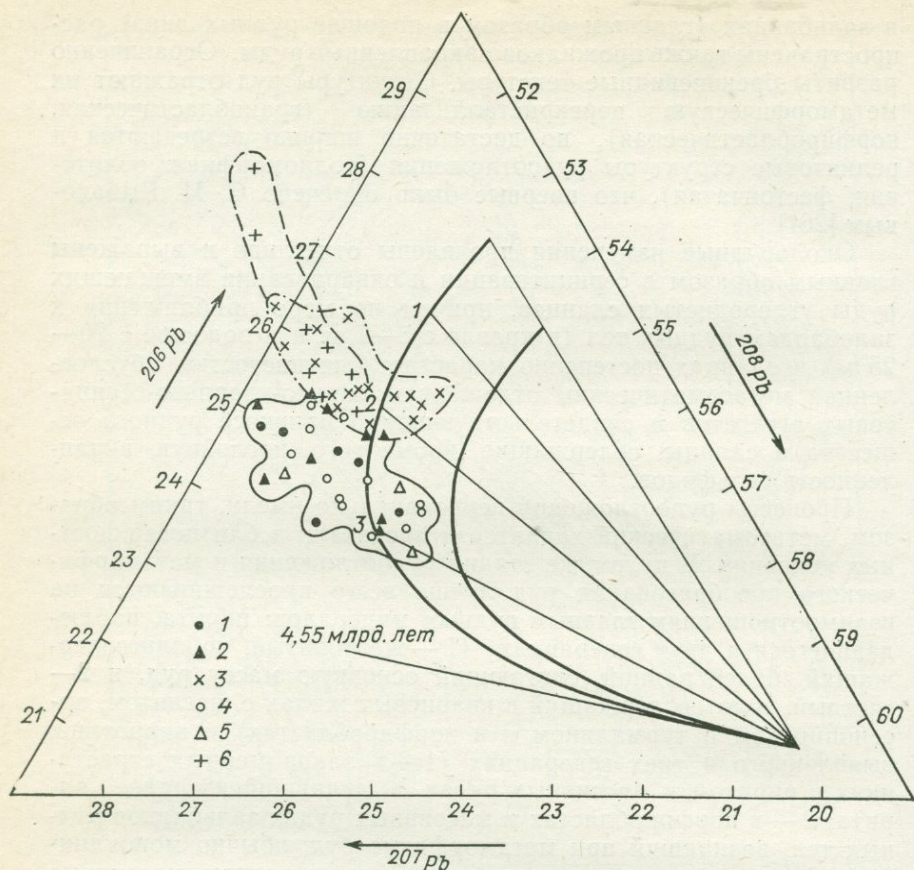


Рис. 40. Диаграмма Кэннона для изотопного состава свинца серноколчеданных руд и рудовмещающих комплексов Карелии.

1—2— руды месторождений: 1 — Парандовского, 2 — Хаутоварского; 3 — жилы с молибденитом, арсенопиритом, турмалином (Хаутовара, Петус-Ярви, Бергаул); 4—5 — рудовмещающие диабазы и амфиболиты: 4 — участка Парандовского месторождения, 5 — Чалкинско-Хаутоварской зоны; 6 — граниты Хаутоварского массива.

вулканитов (рис. 40) показывает не только возрастную, но и генетическую их однотипность, а также отличия их от свинцов более поздних гранитоидов и турмалино-кварцевых жил. Особенности рудоотложения и метаморфизма зафиксированы также в изотопном составе серы [253, 309], подтверждающем смешанный ювенильно-вадозный характер рудоотлагающих растворов ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $-10,2$  до  $+12,1\%$ ) с ясным смещением в сторону увеличения содержания тяжелого изотопа для метаморфических пирротинов.

Вследствие сравнительно высокого метаморфизма толщ, при котором роговая обманка и альбит являются устойчивым пара-

генезисом в прогрессивной стадии, а хлорит, тремолит и карбонаты в регрессивной, выявление вулканитов первоначально спилитового состава не всегда надежно обосновано. Выделение кислых пород среди пропилизитизированных вулканитов также зачастую производится без достаточных доказательств. Во всяком случае, если судить по неизмененным разностям, объем кислых пород крайне незначителен и, что самое главное, в пределах многих рудоносных зон они вообще отсутствуют.

Связь с вулканитами андезито-диабазового состава для докембрийских серноколчеданных месторождений почти не знает исключений и признается даже теми исследователями, которые пытаются при расчленении рудовмещающих толщ выделить отдельные прослои более кислых вулканитов в качестве самостоятельной базальто-андезито-липаритовой формации [253].

В фанерозойских геосинклинальных комплексах, напротив, начинает отчетливо проступать пространственная связь серноколчеданных залежей с кислыми (кварцево-кератофировыми) дифференциатами основных магм и локализация руд вблизи субвулканических тел кислого состава или непосредственно в кислых вулканитах, занимающих, впрочем, обычно лишь небольшой объем в общей рудоносной толще спилито-диабазовых вулканитов. Примером таких месторождений может служить Эльбингеродская пиритовая залежь «Единство» в Гарце, с которой мы имели возможность подробно ознакомиться. Месторождение это представляет дополнительный интерес как связующее звено между кремнисто-гематитовым оруденением лан-дильского типа и колчеданным оруденением, которые совмещены здесь в одном рудном поле.

Среднедевонский рудоносный комплекс района месторождения весьма сходен с комплексом Ланской и Дильской мульды и представлен толщей мандельштейновых лав и основных туфов («шалыштейнов») мощностью 300—700 м, залегающих на глинистых сланцах с прослоями известняков и кварцитов мощностью около 500 м. В верхней части толщи мандельштейнов около г. Эльбингероде залегают толща кератофиров, содержащих прослои шалыштейнов общей мощностью порядка 300 м, к которой и приурочены пиритовые залежи мощностью от 2 до 40 м. В верхней части и по простиранию пиритовые руды переходят в пирито-сидеритовые, а затем в гематитовые и магнетито-гематитовые, известные и в других местах Эльбингеродской мульды (Браунзумпф). Верхнюю часть рудоносного комплекса составляют детритовые и стрингоцефаловые известняки мощностью от нескольких десятков до 200 м с редкими прослоями мергелей и туфов основного состава.

Х. Шеффлером [467] выделяются на месторождении три типа пиритовых руд: сплошные (40—45% S), прожилковые с переходами в массивные (15—40% S, основная масса руд) и вкрапленные (менее 15% S). Пиритовые руды в целом носят

явно метасоматический характер, однако в верхней части, на переходе к пирито-сидеритовым разностям, в них можно наблюдать полосчатые текстуры, напоминающие слоистость, а гематитовые и магнетито-гематитовые руды несут явные черты отложения в субмаринных условиях. Вышележащие известняки оруденения не содержат, хотя в нижней части в ряде случаев представлены сильно кремнистыми разностями. Встреченные нами обломки гематитовой руды в известняках указывают на то, что процессы рудообразования проходили до их отложения. Изотопный состав серы пиритовых руд, по данным Х. Шеффлера, колеблется в широких пределах (от +30 до  $-30\text{‰}$   $\delta^{34}\text{S}$  при резко преобладающих значениях от  $-2$  до  $-13\text{‰}$  по отношению к стандарту  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}=22,21$ ). Изотопный состав кислорода в вышележащих гематитовых рудах колеблется в пределах от +4 до +10  $\delta^{18}\text{O}$  SMOW, что совпадает с данными по лан-дильским рудам [464] и в целом может указывать на смешанный, ювенильно-вадозный характер рудоносных растворов. Полученные нами данные по изотопному составу свинца руд и вмещающих пород (рис. 41) могут свидетельствовать в пользу генетической связи с рудоносным мандельштейновым комплексом.

*Медно-колчеданный тип месторождений* отличается от собственно колчеданных лишь повышенным содержанием меди (по современным кондициям выше 0,3%), большей примесью свинца и цинка (последний часто также в промышленных концентрациях) и сходен с колчеданными месторождениями по условиям образования и основным закономерностям размещения, в связи с чем В. И. Смирнов и ряд других исследователей объединяют их в единый класс колчеданных.

Данные, накопленные при изучении фанерозойских медно-колчеданных месторождений, позволяют не только уверенно относить их к вулканогенно-осадочным, но и в подавляющем большинстве случаев приходиться к заключению о конкретном способе образования отдельных рудных тел (гидротермально-осадочном, гидротермально-метасоматическом и др.). Гораздо сложнее обстоит дело с докембрийскими месторождениями, где первичные текстуры руд и вмещающих пород видоизменены процессами регионального метаморфизма, в связи с чем споры об их происхождении продолжаются до сих пор. Рассмотрим этот вопрос на примере Саво-Ладожской зоны Балтийского щита, и в частности на примере постоянно упоминаемого в литературе месторождения Оутокумпу, а также других месторождений и рудопроявлений этой зоны, изучавшихся автором в последние годы.

За полвека разработки высказывались разные взгляды на генезис месторождения Оутокумпу, высказываются они и до сих пор. Первооткрыватель месторождения О. Трюстедт связывал оруденение с гранитами Маариансваара; Э. Мяккинен

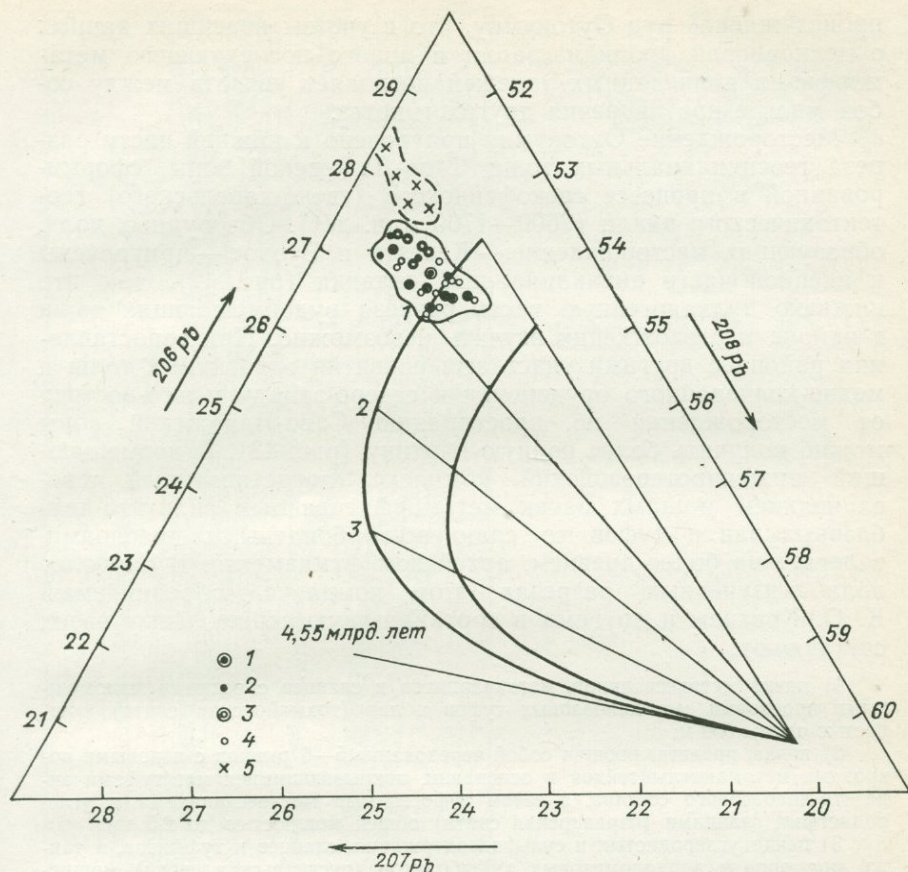


Рис. 41. Диаграмма Кэннона для изотопного состава свинца Эльбингеродского рудоносного комплекса (Гарц).

1 — пиритовые руды (шахта «Единство»); 2 — гематитовые руды («Единство», Браунзумпф); 3 — кератофиры; 4 — диабазы и их туфы; 5 — дайки энстатитовых порфиров и гранито-порфиров, рассекающие рудные залежи.

трактовал его как инъекцию рудной магмы, отделившейся от серпентинизированных ультрабазитов. С нескрытыми гранодиоритами связывает источник рудного вещества В. Вяхяло, считая его гидротермально-метасоматическим; близких взглядов придерживался и П. Эскола. Х. Вярюнен, а позднее М. Саксела предложили метаморфогенную гипотезу — мобилизацию рудного вещества, ранее рассеянного в углеродистых сланцах и кварцитах (позднее Х. Вярюнен присоединился к «магматической» и «метасоматической» гипотезам). Сравнительно близкие к излагаемым ниже взглядам автора высказывал (в рецензии на работы Ю. Дислера и Х. Вяхяло) Г. Борхерт, предполагавший первичное гидротермально-осадочное

происхождение руд Оутокумпу, что с учетом новейших данных о доскарновой пропилитизации и явного последующего метаморфизма колчеданных залежей позволяет увязать между собой многие противоречия других гипотез.

Месторождение Оутокумпу приурочено к нижней части разреза геосинклинальных толщ Саво-Ладожской зоны, сформированной в процессе свекофеннского (свеко-карельского) геотектонического цикла (2600—1700 млн. лет). Оба рудных поля, образующих месторождение, — Керетти и Вуонос — приурочены к ядерной части антиклинальной складки (рис. 42), так что нижнюю вулканогенную часть разреза рудовмещающих толщ в районе месторождения изучить невозможно. При сопоставлении района с другими участками развития однотипных толщ и медно-колчеданного оруденения к северо-западу и юго-востоку от месторождения по простирацию Саво-Ладожской зоны можно получить более полную картину (рис. 43). Рудовмещающий нижнепротерозойский комплекс, представленный переслаиванием мощных пачек метаморфизованных андезито-диабазовых лав и туфов со сланцево-карбонатными прослоями, залегает на более древнем, архейском фундаменте. В наиболее полно изученных разрезах этот комплекс, объединяемый К. О. Кратцем и другими в сортавальскую серию, снизу вверх составляют:

1) пачка метапесчаников, метакварцитов и сланцев с редкими маломощными прослоями метадиабазовых туфов и лав (тохмайковская свита) мощностью свыше 500 м;

2) пачка, представляющая собой чередование 5—6 ритмов с лавовыми покровами метамандельштейнов в основании, покрываемыми метатуфами андезито-диабазового состава, а затем туфогенными метапесчаниками и углеродистыми сланцами (отраварская свита) общей мощностью до 2,5 км;

3) пачка углеродистых и сульфидсодержащих сланцев и туфитов, а также мраморов и аподоломитовых амфиболитов (рускеальская свита) мощностью 350—600 м, вмещающая медно-колчеданное оруденение;

4) локально развитая пачка метамандельштейнов и их туфов с редкими прослоями углеродистых сланцев и туфитов (хауккалампинская свита) мощностью от 0 до 800 м.

Рудовмещающие образования сортавальской серии включают в себя также субвулканические интрузии габбро-диабазов с вкрапленным сульфидным оруденением, а в районе месторождения Оутокумпу — еще и тела серпентинизированных ультрабазитов, вероятно более древних (обломки их наблюдались нами среди околорудных метасоматических кварцитов в карьере на руднике Вуонос). Вместе с тем на схеме строения рудного поля (см. рис. 42) как нерасчлененные серпентиниты показаны не только апоультрабазиты, но и серпентинизированные доломиты, возникшие подобно серпентинитам Питкярантского рудного поля на юго-востоке Саво-Ладожской зоны [236] при наложении более поздних скарновых и грейзеновых процессов. Для других медно-колчеданных рудных полей Саво-Ладожской зоны (Пюхясалми, Виртасалми и др.) наличие серпен-

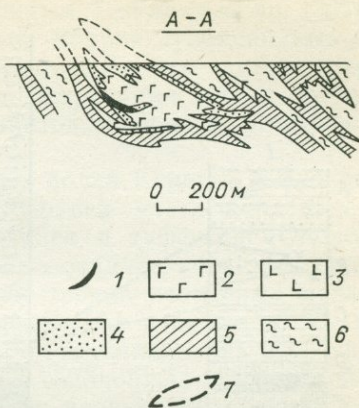
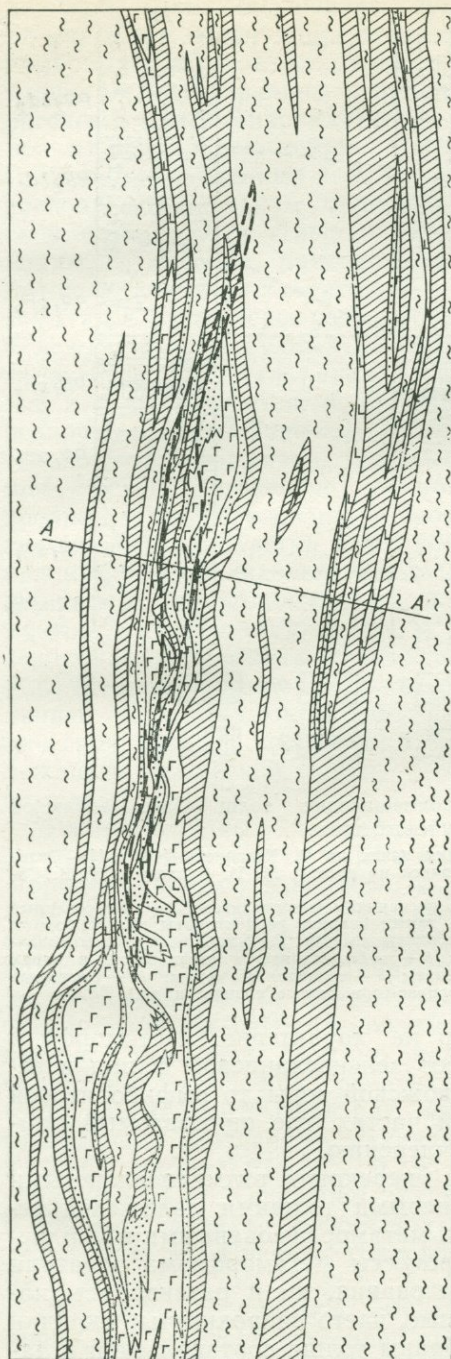


Рис. 42. Схема геологического строения рудного поля Оукумпу (участок Вуонос). По Т. Коистинену, 1973 г.

1 — колчеданные руды (на разрезе);  
 2 — серпентиниты (нерасчлененные, в том числе апокарбонатные и проблематичные апоультраабазитовые); 3 — скарны; 4 — хомогенные кварциты и существенно кварцевые окolorудные пропилиты; 5 — углеродистые сланцы и туффиты; 6 — слюдястые сланцы (главным образом перекрывающего комплекса); 7 — проекция рудного тела на поверхность).

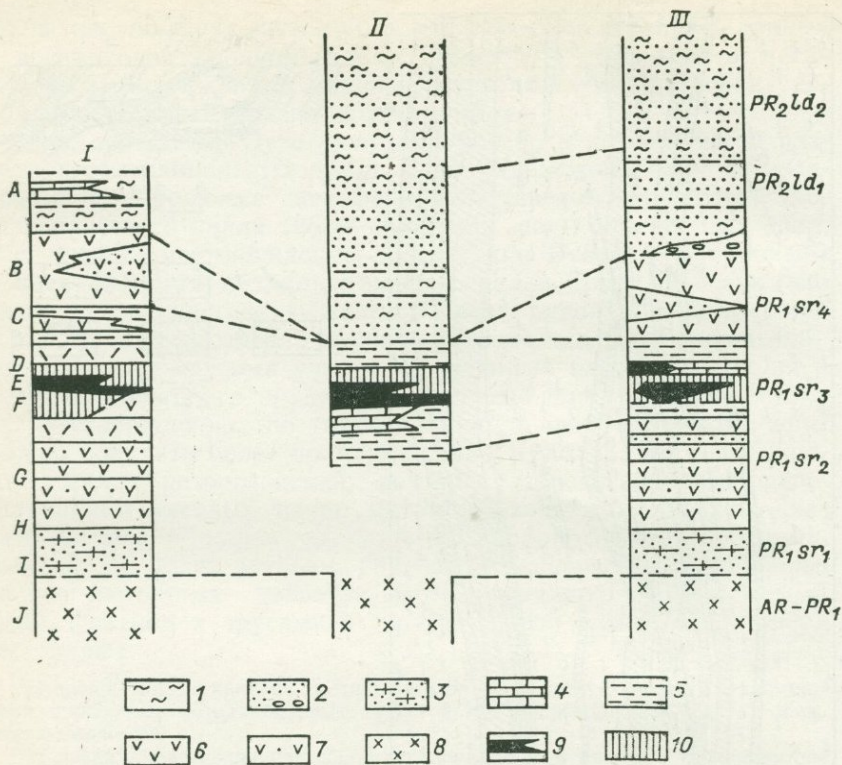


Рис. 43. Сопоставление разрезов рудовмещающих толщ Саво-Ладожской зоны Балтийского щита.

*I—III* — районы: *I* — Пюхясалми, индексация пачек по О. Хеловуори [403], *II* — Оутокумму, *III* — Рускеала-Виссу, индексация пачек по автору, М. Н. Суслову и Х. В. Сафонову.

*1* — кристаллические сланцы, *2* — то же, по песчанникам и гравелитам; *3* — огнейсованные песчанники и амфиболиты; *4* — мраморы, а также скарны, серпентиниты и амфиболиты по ним; *5* — углеродистые сланцы и амфиболиты по ним; *6* — диабазы и метамандельштейны; *7* — метатифы основного состава; *8* — гнейсо-граниты и амфиболиты в ядрах куполовидных структур (породы фундамента); *9* — колчеданные руды; *10* — околорудные пропилиты (кварциты, кварцево-серпичитовые сланцы и др.).

тинизированных ультрабазитов не характерно. Метаморфизм этих образований колеблется от зеленосланцевой фации в северо-восточной части Саво-Ладожской зоны до амфиболитовой в центральной и юго-западной частях, где описываемый комплекс почти не поддается расчленению.

Рудовмещающий комплекс перекрыт ритмичнослоистыми флишоидными песчанико-сланцевыми толщами ладожской серии общей мощностью до 6 км, метаморфизованными в кордиерито-андалузитовой фации. Процессы метаморфизма охватили не только период складкообразования, но и развивались, частью, после него. Узкие линейные, часто запрокинутые складки сложной формы, в которые собраны толщи сортавальской и ла-

дожской серии, образовались, по данным Г. Гааля и др. [391], не менее чем в три этапа деформаций. Вблизи куполовидных и глыбовых выступов архейского фундамента все упомянутые толщи мигматизированы и прорваны интрузиями син- и посторогенных плагиомикроклиновых гранитов, диоритов, ультраосновных пород и пегматитов.

Медно-колчеданные залежи рудных полей Керетти и Вуонос располагаются, таким образом, в верхней части сортавальской серии, среди углеродистых сланцев и туффитов. Околорудные изменения, приведшие к образованию кварцево-серицитовых, кварцево-хлоритовых и существенно кварцевых метасоматитов, проявлены на месторождении как в висячем, так и в лежащем боку рудных залежей (часть кварцитов, судя по характеру слоистости, наличию стилолитоподобных границ слоев и т. п., относится, по-видимому, к первичным хомогенно-осадочным образованиям). В процессе складчатости и регионального метаморфизма рудовмещающие черные сланцы большей частью интенсивно амфиболитизированы, околорудные пропилиты преобразованы в биотитовые, флогопитовые и другие сланцы, пропластки известковистых пород и кварциты превращены в диопсидовые, тремолитовые и другие скарны (по-видимому, с дополнительным перераспределением ряда элементов, в особенности хрома, и частичным привнесом рудного вещества), а доломиты подверглись интенсивной серпентинизации. Местные рудничные геологи, к сожалению, не всегда отличают на картах метаморфизованные пропилиты от кристаллических сланцев полевошпато-биотитового состава из вышележащей ладожской серии, обозначая их общим термином mica shists.

Размеры рудных залежей достигают 3800 м по простиранию в рудном поле Керетти и 3600 м на Вуоносе при максимальной ширине до 400 м и мощности 10—40 м. Я. Дислер, В. Вяхтало и др. [384] различают по текстуре три типа руд: слоистые, массивные и брекчиевые, а по минеральному составу существенно пиритовые и существенно пирротиновые. Брекчиевые руды сложены обломками слоистых и массивных руд, уже подвергшихся складчатости, и сцементированы жильной массой регенерированных сульфидов. Помимо карбонатсодержащего пирита и пирротина, слагающих основную массу руд, в них присутствуют халькопирит, сфалерит, кобальтсодержащий и сереброродержащий пентландит, макинавит. Руды содержат в среднем 3,7% Cu, около 1,07% Zn, 0,2% Co и переменное количество (0,02—0,5%) Ni (в рудном поле Вуонос 2,6% Cu, 1,6% Zn, 0,15% Co), а также небольшое количество Ag (8,9 г/т), Au (0,6 г/т) и Se. Среднее содержание S в рудах около 25%, Fe—28%.

В пределах залежей оруденение распределено неравномерно, что особенно отчетливо проявлено в рудной залежи Вуо-

нос, а также на некоторых других месторождениях зоны, например Пюхясалми: основная масса руд содержит всего 0,5—0,6% меди, тогда как небольшой отрезок залежи в центральной части, несколько десятков метров по простиранию, содержит до 6—8% меди. К этому же отрезку, обычно приурочены и максимальные содержания золота (до 1,3 г/т), серебра (до 34 г/т). Запасы месторождения Оутокумпу с учетом выработанной руды — около 1 млн. т меди; остальные элементы извлекаются попутно.

Связь медно-колчеданного оруденения Оутокумпу и однотипных с ним месторождений Саво-Ладожской зоны со спилито-диабазовым вулканизмом и образование их вулканогенно-осадочным, главным образом гидротермально-метасоматическим, путем в приповерхностных условиях подчеркиваются следующими фактами:

1) отмеченной приуроченностью рудных залежей к определенному стратиграфическому уровню, соответствующему завершению активного вулканизма раннегеосинклинальной эпохи;

2) наличием слоистых текстур руд и прослоев сульфидов в рудовмещающих углеродистых туффитах и хемогенных кварцитах;

3) возрастными взаимоотношениями оруденения и вулканических образований: включением глыб и обломков кварцевохлорито-эпидотовых пропилитов в миндалекаменных лавах рудовмещающей сортавальской серии (рис. 44);

4) характером дометаморфического околорудного изменения пород, соответствующего низко- и среднетемпературной пропилитизации;

5) наложением на руды и вмещающие породы однотипных метаморфизма и складчатости, наличием в слоистых и массивных рудах порфириобластов уваровита (данные П. Эскола), кордиерита (устное сообщение О. Хеловуори) и амфибола (данные автора);

6) пересечением руд пегматитовыми жилами, наложением на руды более поздней минерализации (галенит, молибденит и др.), которую можно связывать по возрасту с синорогенными гранитоидами.

Изотопный возраст (2520—1885 млн. лет) характеризует как первичное, так и наложенное оруденение [47, 238, 239]. Для вмещающих толщ сортавальской серии нами совместно с Э. В. Собоновичем и другими получены значения свинцово-свинцового изохронного возраста, совпадающие с «реликтовым» возрастом оруденения и составляющие для диабазов и ортоамфиболитов  $2540_{-190}^{+160}$  млн. лет, а для карбонатных пород и параамфиболитов  $2640_{-330}^{+280}$  млн. лет. На эти же изохроны попадают и изотопные составы рассеянного свинца из околоруд-

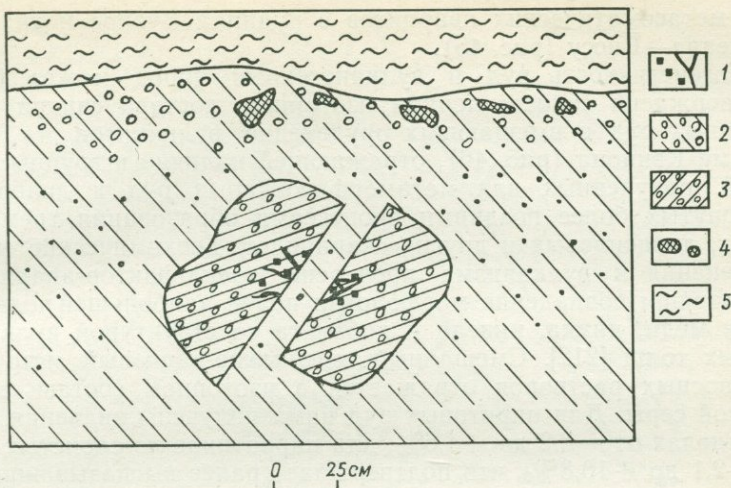


Рис. 44. Зарисовка обнажения части лавового потока миндалекаменных диабазов верхней (хауккалампинской) свиты сортавальской серии на левом берегу оз. Ятясялампи, подтверждающая синхронность медно-колчеданного оруденения и вулканизма.

1 — вкрапленная и прожилковая халькопирито-пиритовая минерализация; 2 — массивные миндалекаменные диабазы; 3 — то же, эпидотизированные, хлоритизированные и окварцованные; 4 — обломки гиалокластиков и шлаковой корки; 5 — рассланцованные и амфиболизированные мелкообломочные туфы основного состава.

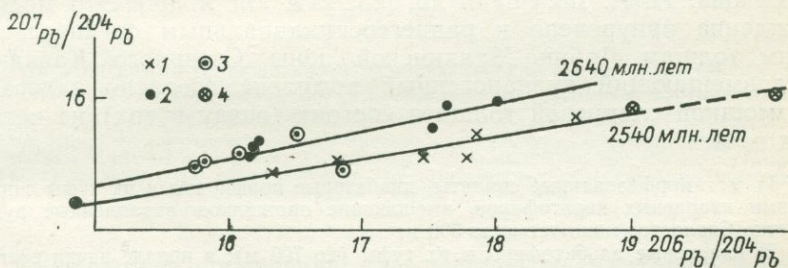


Рис. 45. Изохроны для рудовмещающих диабазов и ортоамфиболитов (1), а также мраморов и параамфиболитов (2) сортавальской серии Саво-Ладожской зоны.

Из графика видно, что на них же располагаются экспериментальные точки свинцов из руд месторождений Оутокумпу и Ориярви (3) и кварцево-серпичитовые пропилиты с рудника Вуонос и рудопроявления Рихилампи (4). Анализы рудных свинцов заимствованы у А. П. Виноградова и др. [47], Р. Рассела и Р. Фаркуара [248], остальные выполнены по образцам автора в масс-спектрометрической лаборатории ИГФМ АН УССР под руководством Э. В. Собоновича.

ных метасоматических кварцитов с рудника Вуонос и участка Рускеала—Виссу (рис. 45).

Когенетичность руд и вулканогенных пород может быть подтверждена сопоставлением изотопного состава свинца колчеданных руд и вмещающих оруденение вулканитов на диаграмме Кэннона (рис. 46), отражающей наличие и группы значений, полученных для метаморфизованных руд и диабазов, затронутых более поздними процессами образования тремолитовых, диопсидовых и других скарноидов. Геохимические связи оруденения и вулканизма проверены тренд-фактор-анализом, отразившем совпадение морфологии полей наибольшей подвижности меди, цинка, никеля и кобальта со структурой вулканогенных толщ [212]. Смешанный ювенильно-вадозный источник рудоносных растворов отражается в изотопном составе сульфидной серы. Для пиритовых руд нами получены значения  $\delta S^{34}$  в пределах от  $-8,2$  до  $+4,6\%$ , для пирротинов из слоистых руд от  $+2,1$  до  $+10,8\%$ , что подтверждает ранее высказывавшиеся предположения о метаморфическом происхождении пирротина в колчеданных рудах региона [238, 261].

Для сульфидов рудного поля Оутокумпу А. Миккола и М. Мякела [436а] получили значения  $\delta^{34}S$  от  $+5,8$  до  $-19,2\%$ , что эти авторы рассматривают как доказательство субмаринного «вулканически-эксгальтивного» генезиса колчеданных руд.

Фанерозойские медно-колчеданные месторождения, будучи метаморфизованы в гораздо меньшей степени, позволяют восстановить условия их образования и определить связи с вулканическими процессами гораздо полнее. Рассмотрим более подробно строение Урупского месторождения, хорошо изученного благодаря работам В. И. Смирнова, Н. С. Скрипченко, И. Я. Баранова, И. А. Богуша и др. [23, 271, 277 и др.]. Это месторождение приурочено к раннегеосинклинальным среднедевонским толщам Лабино-Малкинской зоны Северного Кавказа. Рудовмещающий вулканогенный комплекс согласно залегает на мощной сланцевой толще и состоит (снизу вверх) из четырех пачек:

1) метаморфизованные спилиты, диабазовые порфириты и их туфы с прослоями кварцевых кератофиров, вмещающие прожилково-вкрапленные руды участка Скалистое мощностью до 300 м;

2) кварцевые альбитофиры и их туфы (до 700 м); в кровле пачки располагается Главная залежь Урупского месторождения и Первомайская залежь, а ниже по разрезу — залежь Власенчиха и несколько более мелких;

3) туфы среднего состава с прослоями кремнистых сланцев и туффитов (до 500 м);

4) туфы и игнимбриты состава кварцевых порфиров и кератофиров (до 700 м).

К юго-западу от месторождения перечисленные отложения с резким угловым несогласием перекрыты песчаниками, конгломератами и сланцами нижней перми, а в самом рудном поле (рис. 47) — нижнеюрской песчано-сланцевой толщей.

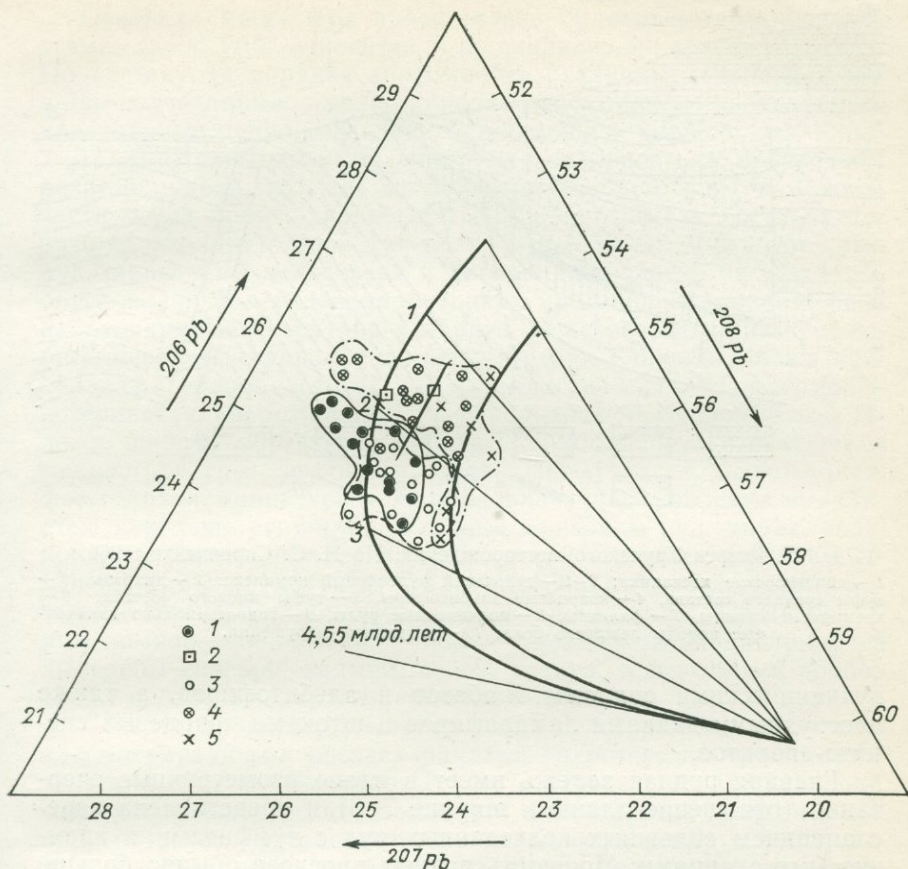


Рис. 46. Диаграмма Кэннона для изотопного состава свинца колчеданных руд и вмещающих пород Северного Приладожья. По данным изотопно-спектрального анализа (аналитик П. А. Степанов).

1 — массивные и слоистые пирито-пирротиновые руды с порфиробластами амфибола; 2 — гранитоиды среднего протерозоя; 3 — диабазы сортавальской серии; 4 — метадиабазы и амфиболиты, затронутые скарнированием (тремолитизированные, актинолитизированные); 5 — диопсидовые скарны с шеелитом.

Вмещающие оруденение среднепалеозойские толщи сматы в пологие складки северо-западного простирания, имеющие асимметричную форму с пологим северным крылом и более крутым южным, осложненные крутопадающими, преимущественно продольными разрывными нарушениями. Незначительное усложнение в структуру рудного поля вносят поперечные сбросы и продольные надвиговые сколы небольшой амплитуды. Метаморфизм вмещающих пород и руд отвечает высоким ступеням фации зеленых сланцев (кварцево-альбито-эпидото-биотитовая субфация). Интрузивные образования представлены син-

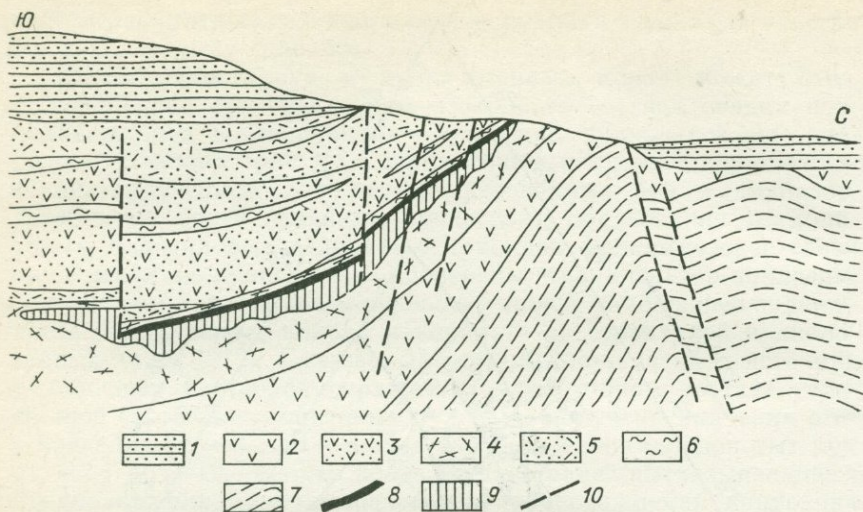


Рис. 47. Разрез Урупского месторождения. По Н. С. Скрипченко, 1966 г.  
 1 — нижнеюрские тесчаники; 2—9 — девонский рудоносный комплекс: 2 — диабазы, 3 — туфы среднего состава, 4 — кварцевые альбитофиры, 5 — туфы кислого состава, 6 — кремнистые сланцы, 7 — филлиты, 8 — колчеданные руды, 9 — гидротермально измененные породы лежачего бока; 10 — разрывные нарушения.

вулканическими силлами диабазов и альбитофиров, а также пострудными дайками лампрофиров и штоками кварцевых сиенито-диоритов.

Главная рудная залежь имеет в плане изометричные очертания (отношение длины к ширине 7:6) и представлена переслаиванием сплошных колчеданных руд с туффитами и кремнистыми сланцами. Мощность рудных прослоев обычно больше в основании (0,7—1 м) и меньше к кровле залежи (2—10 см); в центральной части залежи она отчетливо распадается на 2 рудных слоя по 3 м каждый. В непосредственной близости от Главной залежи, главным образом в ее лежачем боку, оконтурены еще более 30 тел сплошных колчеданных и вкрапленных медно-колчеданных руд. Лежачий бок Главной залежи сложен туфогенными конглобрекциями и псаммитовыми туффитами мощностью 5—10 м, несущими интенсивное прожилково-вкрапленное оруденение и постепенно переходящими в рудное тело. Вкрапленная сульфидная минерализация и интенсивная пропилитизация характерна и для продуктивной альбитофировой пачки и достигает в ней нескольких десятков метров мощности. Висячий бок слагают яшмовидные кремнисто-гематитовые сланцы, содержащие, по данным В. И. Смирнова и Т. Я. Гончаровой [277], остатки радиолярий и представляющие, таким образом, хемогенный осадок. На флангах залежи они замещаются мелкообломочными гематитсодержащими туфами.

Основная масса руд представлена сплошными разновидностями, около 20% относится к прожилково-вкрапленному типу. По составу (в порядке значимости) различают сплошные медисто-колчеданные, медно-цинково- и цинково-колчеданные, вкрапленные медно-колчеданные и сплошные серноколчеданные.

Н. В. Ивановым [122] намечена зональность в поперечном разрезе рудной залежи: от серноколчеданной зоны в нижней части через пирито-халькопирито-сфалеритовые к богатым пирито-халькопирито-борнитовым рудам кровли. Для сплошных руд характерны полосчатая и линзовидно-полосчатая текстуры, обусловленные чередованием тонких прослоев сфалеритового и халькопиритового состава в пирите, реже развиты массивная и брекчиевая текстуры. Среди структур руд Главной залежи преобладают гранобластическая, катакластическая, гипидиоморфнозернистая, коррозионная, порфириовидная. В Первомайской залежи широко развиты первичные колломорфные структуры и микроструктуры: землистая, радиально-лучистая, почковидная, фестончатая, концентрически зональная; при травлении выявляется оолитовая структура. Главные минералы руд: пирит, халькопирит, борнит, сфалерит; среди второстепенных и редких отмечены гематит, магнетит, галенит, теннантит, бетехтинит, аргентит, гессит, молибденит, реньерит и люцит. Кроме основных компонентов — меди, цинка и серы — в качестве примесей выявлены серебро, кадмий, селен, теллур, в некоторых пробах также кобальт, молибден, германий и галлий.

Генезис Урупского месторождения некоторые исследователи рассматривали как послескладчатый гидротермально-метасоматический (Ф. Л. Смирнов, Г. С. Сенатская, Р. П. Тузиков), однако большинство изучавших его специалистов пришли к выводу о тесной парагенетической связи оруденения с вулканизмом и доскладчатом возрасте руд. Доказательствами правомерности этих выводов могут служить:

1) наложение сопровождающего складчатость регионального расланцевания и метаморфизма на околорудные кварцесерицитовые пропилиты и руды, что подтверждается и изучением газовой-жидких включений [275, 328], указывающих на температуры рудоотложения в пределах 300—50° С;

2) пересечение руд доскладчатыми дайками лампрофиров [271];

3) наличие в Главной залежи реликтов колломорфных структур, деформированных сфероидов марказита, сульфидов меди и цинка [76], а также диагенетические текстуры синерезиса и конседиментационного оползания в рудах Первомайской залежи;

4) наличие рудокластов в вулканогенных брекчиях рудо-вмещающих толщ и, в частности, в надрудных туфах кровли [277];

5) закономерное строение рудных залежей и соотношение их с вмещающими породами (гидротермально-метасоматические

текстуры лежащего бока в Главной залежи и нормально осадочные в кровле ее; согласные взаимоотношения кремнисто-карбонатных туффилов и рудных прослоев Первомайской залежи с незначительным объемом околорудных изменений в лежащем боку);

б) специфический изотопный состав сульфидной серы, указывающий на преобладающий ювенильный источник массивных руд ( $\delta^{34}\text{S}$  от +1,5 до 6,3‰) при смешанном ювенильно-вадозном для слоистых и вкрапленных руд ( $\delta^{34}\text{S}$  от +2,4 до +19,6‰) на флангах и в зальбандах рудных залежей [275, 304].

Перечисленные факты, на наш взгляд, убедительно свидетельствуют о преобладающем гидротермально- и хемогенно-осадочном генезисе рудных залежей Урупского месторождения при некоторой роли синхронных гидротермально-метасоматических процессов в непосредственной связи с активной вулканической деятельностью, протекавшей в субмаринных условиях.

Если для колчеданных и медно-колчеданных месторождений в вулканогенных толщах собранные факты уже склонили большинство исследователей в пользу вулканогенно-осадочного происхождения рудных залежей, то дискуссия по поводу происхождения *колчеданно-полиметаллических руд*, залегающих в сходной геологической обстановке, еще продолжается с прежней остротой. Наиболее ярко эволюция взглядов на генезис колчеданно-полиметаллических месторождений отразилась в изучении месторождений Рудного Алтая. Основоположником представлений о связи формирования Лениногорского, Зырянского и других рудных полей этого региона с вулканизмом девона — раннего карбона является Б. И. Вейц, опубликовавшая начиная с 1945 г. целый ряд работ о метаморфизме алтайских полиметаллических руд, которые поставили под сомнение господствовавшие в это время концепции связи оруденения с зонами смятия и поствулканическим интрузивным магматизмом. Главными доводами Б. И. Вейц были:

1) различный метаморфизм рудных залежей, согласующийся в общих чертах с метаморфизмом вмещающих толщ; наличие контактового воздействия на руды вблизи интрузий гранитов карбонового и пермского возраста (Сургутановское, Таловское и другие месторождения);

2) локализация полиметаллического оруденения в девонских вулканогенных толщах; обилие колломорфных образований в слабо метаморфизованных рудах, наличие в них сульфосолей меди и свинца, теллуридов, серебристого золота и других минералов, образующихся на небольших глубинах;

3) зональность в распределении месторождений Рудного Алтая — от преобладающего медно-колчеданного оруденения в юго-западной его части, сложенной преимущественно основными вулканидами, до существенно свинцово-цинкового в северо-восточной, где развиты кислые эффузивы и их туфы;

4) наличие рудных галек в конгломератах малоульбинской свиты намюрского возраста в районе Николаевского месторождения, присутствие в гальке характерного для николаевских руд скорлуповатого сфалерита, переполненного тончайшей эмульсиевидной вкрапленностью халькопирита при полном отсутствии оруденения в цементе конгломератов (по находке Н. Л. Бубличенко).

Связь колчеданно-полиметаллического оруденения с девоно-карбонным интрузивно-вулканическим комплексом была обоснована также в статье Л. Н. Бельковой, В. Н. Огнева и А. И. Семенова [16] и отчасти подтверждена А. К. Каюповым [137], однако, несмотря на детальный монографический характер исследований Б. И. Вейц [42] и убедительность выводов, приведенных в упомянутых статьях, ее гипотеза не получила поддержки у большинства алтайских геологов. Даже в наиболее крупных работах 50-х и начала 60-х годов Д. И. Горжевского, П. Ф. Иванкина, Г. Н. Щербы [120, 121, 346 и др.], подробно и тщательно описывавших зональность оруденения и метасоматических процессов и объективно рассматривавших строение рудных полей, при разборе вопросов генезиса месторождений по-прежнему отдавалось предпочтение «интрузивной» гипотезе, а также формированию месторождений «потоками постагматических растворов, далеко уходящими в толщи горных пород от своего источника» [121].

Ряд выводов, полученных упомянутыми исследователями, вместе с тем независимо от трактовки способствовал углублению представлений о связи с вулканизмом, в том числе выводы П. Ф. Иванкина о малых глубинах формирования большинства руд и отсутствии прямой связи полиметаллического рудообразования с типичными околотрузивными процессами (например, скарнированием), а также весьма важное наблюдение Г. Н. Щербы о связи оруденения с вулкано-купольными структурами.

В некоторых случаях для установления связи описанного этими авторами оруденения с вулканизмом оказывается достаточно лишь пересмотреть представления о возрасте «интрузий», с которыми связывалось оруденение. Так, порфиновые интрузии хр. Сарым-Сакты, отнесенные П. Ф. Иванкиным и З. М. Нурбаевым к карбону, по полученным нами совместно с Д. П. Авровым и В. П. Пневым геохимическим данным являются типичными комагматами, а в некоторых случаях и жерловой фацией среднедевонских вулканитов, вмещающих оруденение Южно-Алтайского и других свинцовых месторождений. В числе работ, способствовавших переводу значительной части «рудоносных» интрузий, относимых ранее к Змеиногорскому комплексу, в субвулканические тела среднего девона, упомянем также исследования И. В. Дербикова, Б. С. Левоника, В. И. Чернова, Е. Б. Яковлевой.

В текущем десятилетии накопилось очень много данных, свидетельствующих о правомерности взглядов Б. И. Вейц, Л. Н. Бельковой и других. Так, И. В. Покровской и О. А. Ковриго [224] во 2-й Риддерской залежи Лениногорского рудного поля были выявлены ритмичнослоистые руды, согласно залегающие с вмещающими их известковистыми кремнистыми алевритами, несущие следы синседиментационных деформаций и не сопровождающиеся признаками околорудного метасоматизма. Метаморфизм этих руд, имеющих все черты хемогенно-осадочного отложения, совпадает с метаморфизмом гидротермально-метасоматических руд 1-й Риддерской залежи, что позволяет считать их синхронными и когенетическими образованиями.

Изучение околорудных изменений Тишинского месторождения позволило О. В. Андреевой [5] показать однотипность их с метасоматитами на медно-колчеданных месторождениях Урала, Кавказа и Японии. Ю. И. Дёмину, В. Г. Золотареву и др. [218] удалось показать значительную оторванность во времени от этапа формирования стратиформного оруденения и более высокую температуру образования кварцево-карбонатных жил с сульфидно-полиметаллическим оруденением, секущих иногда и более поздние интрузии и смущавших многих исследователей сходством присутствующих в них рудной минерализации с колчеданно-полиметаллическими залежами и сопровождающим их жильным оруденением.

Детальные структурно-петрофизические исследования залежных и жильных руд, проведенные В. И. Старостиным [289], позволили выявить реликты элементов объемной анизотропии полей напряжений эпохи синхронного оруденению вулканизма, резко отличные от сформированных в период складчатости и регионального расщепления вмещающих пород. Первичное гидротермально-инфильтрационное и гидротермально-метасоматическое близповерхностное образование рудных залежей Зыряновского и примыкающих к нему месторождений отстаивают А. Н. Кен, Г. В. Цинцадзе и др. [140, 330]. Вместе с тем обобщенное рассмотрение материалов по Рудному Алтаю позволило М. Г. Хисамутдинову, Г. Н. Щербе, Г. Ф. Яковлеву и др. [327, 349, 352] показать полигенность и полихронность формирования большинства рудных полей, в том числе со значительной переработкой ранее отложенных руд в зонах влияния более поздних интрузий и формированием четкой вторичной зональности (Новоберезовское месторождение).

Надо сказать, что наличие пострудных гранитоидных интрузий вблизи колчеданно-полиметаллических рудных полей, вообще говоря, довольно типично; оно осложняет выявление вулканогенно-осадочного происхождения месторождений. В качестве примера, когда взаимоотношения вулканогенно-осадочного и наложенного рудных процессов выявляются довольно просто

вследствие относительной разобщенности их в пространстве, приведем описание Озерного месторождения, которое совместно с другими рудными полями Еравнинского района Восточного Забайкалья мы имели возможность посетить и провести необходимое опробование благодаря любезному содействию Р. С. Тарасовой.

Озерное месторождение локализовано в нижнекембрийских раннегеосинклинальных толщах Саяно-Байкальской горной области, в краевой части Курбино-Еравнинского геосинклинального трога. Вмещающие оруденение отложения представлены олдындинской свитой, разрез которой, по Р. С. Тарасовой и др. [30], снизу вверх имеет последовательность:

1) северная толща, сложенная тремя горизонтами: а) известковистые туфогравелиты и туфопесчаники с линзами известняков и углеродистых туффитов (более 120 м); б) тонкопереслаивающиеся углеродистые и известковистые туффиты с пластом колчеданной свинцово-цинковой руды в кровле горизонта (190—100 м); в) окремненные известковистые туффиты с вкрапленностью сульфидов, переслаивающиеся в верхней части горизонта с туфопесчаниками (100—120 м). Общая мощность толщи более 340 м;

2) гурвунурская толща, также состоящая из трех горизонтов: а) лавы, игнимбриты и туфы кислого состава (100—120 м); б) известняки и их брекчии с прослоями ритмичнослоистых известковистых туффитов (120—130 м); в) агломератовые туфы с обломками липарито-дацитов и андезито-диабазов, переходящие вверх по разрезу в переслаивание ритмичнослоистых углеродистых сланцев, известковистых туффитов и известняков, покрывающихся пластом пиритовой руды (70—80 м). Мощность толщи 320—330 м;

3) озерная толща, представленная пятью горизонтами: а) туфолавоый, сложенный главным образом лавами андезито-дацитового состава с агломератовыми туфами, несущими колчеданное оруденение, в основании горизонта и известняковыми брекчиями и известковистыми туффитами, перекрывающими лавы в верхней части горизонта; мощность колеблется в пределах 140—200 м, иногда сильно возрастая за счет залегающих в кровле горизонта автомагматических и эруптивных брекчий липарито-дацитового состава; б) туффитовый горизонт — ритмичнослоистые туфы, известковистые туффиты, углеродистые туффиты (80—120 м); в, г) первый и второй продуктивные горизонты с семью пластами колчеданных свинцово-цинковых руд, залегающих в верхней части ритмов, образованных обычно в нижней части известняками, их брекчиями и среднеобломочными туфами (часто с рудным цементом), сменяющимися разнообломочными, иногда витрофировыми туфами и туффитами с рудной вкрапленностью и завершающими ритмы полосчатыми рудами, в том числе наиболее богатым, мощным и выдержанным рудным пластом на границе двух горизонтов; общая мощность продуктивных горизонтов 140—230 м; д) кристаллотуфовый горизонт — известняки с туфовым цементом, разнообломочные туфы и лавы кислого состава (более 180 м). Общая мощность озерной толщи от 410 до 670 м.

Мощность олдындинской свиты в целом достигает на месторождении около 1,5 км.

Рудовмещающие толщи Озерного месторождения, как видно из рис. 48, слагают грабенообразную синклиналь северо-восточного простирания, формирование которой, судя по распределению известняковых брекчий и рифовых построек, началось еще в конседиментационный этап. Образование ее, по-видимому, завершилось уже в раннекаледонскую складчатость, поскольку осложняющие ее субсогласные разрывы вмещают

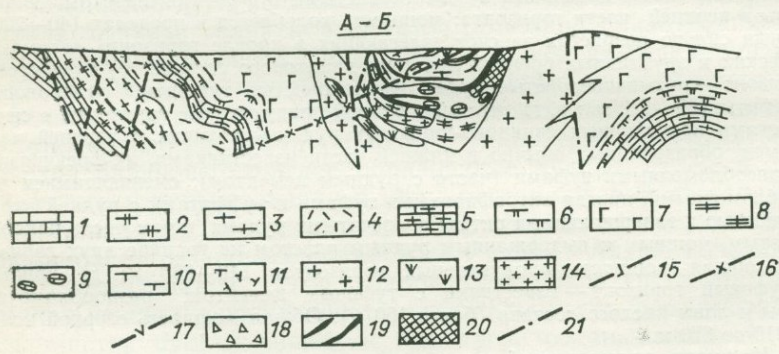
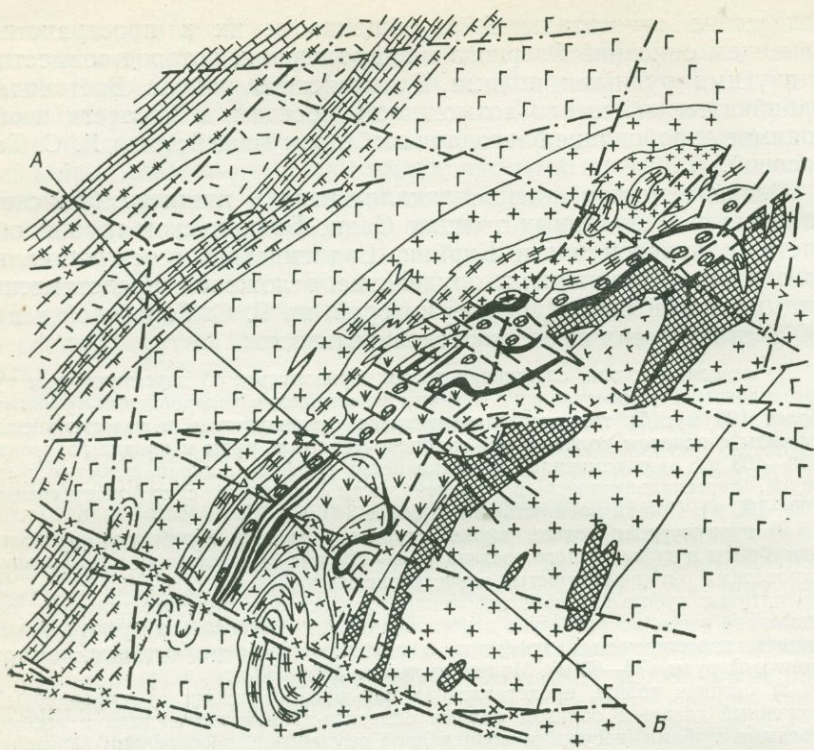


Рис. 48. Схема геологического строения колчеданно-полиметаллического месторождения Озерное (Бурятия). По Р. С. Тарасовой, 1972 г.

1-11 — стратифицированные отложения: 1-3 — северной толщи: 1 — нижний горизонт — туфогравелиты, туффиты, туфопесчаники с прослоями известняков и углистых туффитов, 2 — средний горизонт — ритмично переслаивающиеся углистые и известковистые туффиты, в верхах — пласт колчеданной руды, 3 — верхний горизонт — окремненные и известковистые туффиты с прослоями туфопесчаников; 4-6 — гурванурской толщи: 4 — нижний горизонт — кислые лавы, туфолавы и туфы, 5 — средний горизонт — известняки, известняковые брекчии, туффиты с прослоями лав андезито-дацитов и агломератовых туфов, 6 — верхний горизонт — агломератовые туфы, туффиты, известняки, пласт колчеданной руды; 7-11 — озерной толщи: 7 — туфолововый горизонт — лавы и туфолавы андезито-дацитового порфирита, линзы и прослои известняковых брекчий и оруденелых

субвулканические тела автомагматических брекчий липарито-дацитов и диабазовых порфиритов, являющихся комагматами нижнекембрийских эффузивов, а среднепалеозойские гранитоиды на примыкающих к Озерному месторождению участках Солонго, Туркул и Таежный секут уже сформированную складчатую структуру. Более поздние разрывные нарушения, обусловившие блоковое строение участка, возникли уже при тектоно-магматической активизации. При этом андезитовые порфириты, сиенито-порфиры и граносиенито-порфиры пермо-триасового возраста [144] выполняют сбросо-сдвиги и трещины скола субширотного и меридионального простирания, а триасово-юрские дайки долеритов и трахидолеритов — северо-восточного.

Рудные тела месторождения образуют многоярусную систему из десяти пластовых залежей мощностью от долей до нескольких метров, сложенных главным образом ритмичнослоистыми и массивными колчеданными рудами, разделенными безрудными прослоями мощностью от 5 до 30 м. Ширина рудных пластов изменчива и уступает длине. Руды имеют большей частью тонкозернистое и скрытокристаллическое строение. Состав колчеданных руд существенно пиритовый; сфалерит и галенит являются второстепенными минералами; около даек отмечаются порфиробласты магнетита. К нерудным, образующим ритмичное переслаивание с сульфидами, относятся сидерит, кальцит, доломит и небольшое количество халцедона и кварца. Среди редких выявлены гематит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, марказит, блеклые руды, самородное серебро и другие минералы, встречающиеся вместе с баритом, сидеритом, анкеритом и кальцитом в секущих прожилках. Кроме колчеданных руд на месторождении широко развиты тонкозернистые сидеритовые руды, приуроченные к тем же горизонтам и образующие постепенные переходы к колчеданным так, что кроме этих двух крайних типов на месторождении выделяют по составу также сидерито-колчеданные и колчеданно-сидеритовые разности.

Взаимоотношение между колчеданными и сидеритовыми рудами представляет большой интерес для понимания процессов формирования месторождения. Э. Г. Дистанов, Р. С. Тарасова и др. [96, 301] полагают, что сидеритовые руды гидротермально-

---

туффитов, 8 — туффитовый горизонт — известковистые туффиты, известняковые брекчи и туфогравелиты, маркирующая пачка углистых туффитов в верхней части, 9 — первый продуктивный горизонт — известняки, известняковые брекчи и гравелиты с обломками яшмовидных пород, туффиты, туфы типа игнибритов и пять рудных тел, 10 — второй продуктивный горизонт — известняки, известняковые брекчи и гравелиты, туфы, туффиты и четыре рудных тела, 11 — кристаллотуфтовый горизонт — известняки, известняковые брекчи, кристаллотуфы и лавы кислых эффузивов; 12—18 — субвулканические и дайковые образования; 12 — автомагматические брекчи риолито-дацитовых порфиритов, 13 — диабазовые порфириты, 14 — дацитовые порфириты, 15 — дайки андезитовых порфиритов, 16 — дайки сиенито-порфиритов, 17 — дайки долеритовых порфиритов, 18 — агломератовые брекчи среднего состава, лавы и лавобрекчий кислого и щелочного состава; 19 — тела колчеданных свинцово-цинковых руд; 20 — сидеритовые руды; 21 — разломы.

метасоматическим путем замещают колчеданные, В. С. Кормилицын [144] указывает на обратные взаимоотношения. Наши наблюдения, проведенные совместно с А. В. Пуркиным и А. А. Ивановой, подтверждают последнюю точку зрения. В целом ряде скважин и в отвалах штольни можно не только наблюдать текстуры замещения сидерита колчеданом, но и наблюдать в массивных колчеданных рудах обломки еще не замещенной сидеритовой руды вместе с обломками красных яшм, вулканических ляпиллей, обломков ранее образованных слоистых колчеданных руд. Обратные взаимоотношения не наблюдаются, не считая гнездообразных и жильных обособлений сидерита со сфалеритом, галенитом, баритом, флюоритом и другими минералами, явно более поздних по сравнению с основной массой слоистых руд. Вместе с тем отмеченное выше сонахождение обломков сидеритовых и слоистых колчеданных руд в пластовых колчеданных рудах, и в особенности наличие синседиментационных нарушений в уже сформированном колчеданном осадке, показывает, что отложение сульфидов *шло еще в незатвердевшей массе*. Таким образом, мы имеем типичный пример гидротермально-инфильтрационных залежей, сформированных из вулканических гидротерм.

Соответствуют такому механизму образования руд и результаты проведенного А. И. Бусленко термобарического изучения пиритов и сфалеритов тонкозернистых полосчатых руд, показавшего отсутствие в них эффекта декрипитации, что может свидетельствовать об отложении руд при температуре ниже  $100^{\circ}\text{C}$  [96]. Наложенная на руды прожилковая минерализация, судя по гомогенизации газовой-жидких включений, сформировалась при более высоких температурах ( $110\text{--}360^{\circ}\text{C}$ ) и связана, возможно, с регенерацией рудного вещества при последующем прогреве руд во время внедрения более поздних магматических образований.

Изотопный состав свинца в рудах изучался В. С. Кормилицыным, К. А. Марковым и Э. Г. Дистановым. Нами помимо колчеданных руд Озерного месторождения были опробованы для изучения изотопного состава рассеянного свинца также вмещающие оруденение известняки и вулканыты, включая силлы диабазов и автомагматические брекчии липаритов, скарново-магнетитовые руды, возникшие при метаморфизме сидеритовых и колчеданных залежей вблизи среднепалеозойских интрузий, наложенное гидротермальное оруденение на участке Солонго, дайковые комплексы. Полученные данные (рис. 49) хорошо согласуются с изложенными выше наблюдениями о генетических и возрастных взаимоотношениях всех перечисленных образований. Можно, таким образом, констатировать, что накопленные данные соответствуют впервые высказанной В. С. Кормилицыным [144] точке зрения о вулканогенно-осадочной природе руд Озерного месторождения и не подтверждают

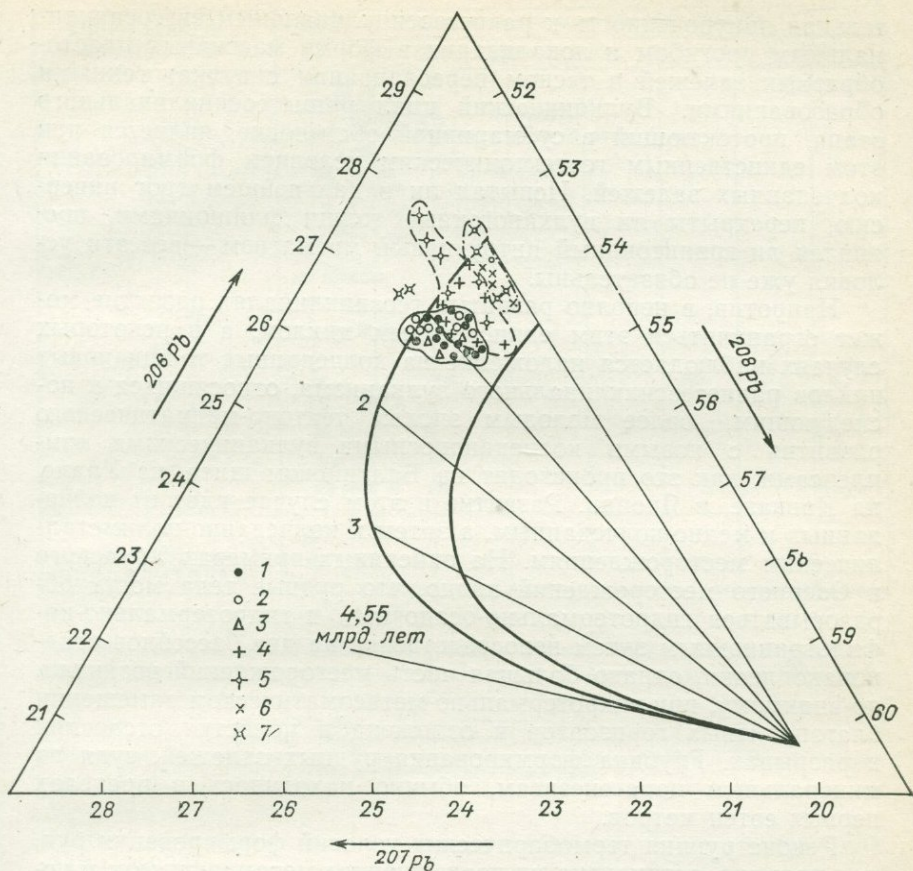


Рис. 49. Диаграмма Кэннона для изотопного состава рудоносных комплексов Еравнинского грабена (Бурятия).

1 — колчеданно-полиметаллические руды Озерного месторождения; 2 — эффузивы и диабазовый силл рудовмещающей толщи; 3 — черные сланцы, известняки, сидеритовые руды; 4 — магнетитовые скарны (участки Солонго, Таежный); 5 — граниты; 6 — редкометалльные и бороносные метасоматиты; 7 — дайковый комплекс.

представления Л. П. Хряниной, А. А. Малаева и других о метасоматическом образовании колчеданных залежей в период мезозойской тектоно-магматической активизации.

Основные вопросы формирования и закономерности размещения группы колчеданных месторождений наиболее полно изучены для медно-колчеданного типа, но большинство выявленных закономерностей, несомненно, является общим для всех трех типов (отличия в закономерностях размещения мы рассмотрим в конце раздела). Наиболее очевидным фактом, определяющим и круг рассматриваемых месторождений, является их исключи-

тельная приуроченность к раннегеосинклинальным эвгеосинклинальным прогибам и локализация в форме массивных пластообразных залежей в тесном переслаивании с вулканогенными образованиями. Вулканический цикл раннегеосинклинального этапа, протекающий в субмаринной обстановке, является при этом единственным геотектоническим условием формирования колчеданных залежей. Испытал ли в дальнейшем трог инверсию, перекрыты ли вулканогенные толщи флишоидами, проявился ли гранитоидный интрузивный магматизм — все эти условия уже не обязательны.

Напротив, в неполно развитых геосинклиналях развитие может ограничиться этим единственным циклом, а в некоторых случаях наблюдается наложение на колчеданные толщи новых циклов раннегеосинклинального вулканизма, относящихся к последующим, более молодым эпохам тектоно-магматического развития с новыми колчеданоносными вулканическими комплексами, как это происходит на Балтийском щите, на Урале, на Кавказе, в Японии. Развитие в этом случае идет от колчеданных к медно-колчеданным, а затем к колчеданно-полиметаллическим месторождениям. На описанных примерах Урупского и Озерного месторождений видно, что рудные тела могут образовываться гидротермально-осадочным и гидротермально-инфильтрационным путем непосредственно на дне бассейнов осадконакопления, однако большая часть месторождений возникла, по-видимому, при гидротермально-метасоматическом замещении благоприятных горизонтов и отложена в полостях отслоения и разрывах. Глубина формирования рудных залежей, судя по минеральным парагенезисам, обычно находилась в пределах первых сотен метров.

Реконструкция термобарических условий формирования руд, как правило, затруднена их последующим метаморфизмом в условиях более высоких давлений. При описании отдельных месторождений мы уже приводили результаты изучения газожидких включений (ГЖВ), подтверждающие разнообразие температур образования руд при в общем небольшой глубине рудоотложения. Весьма показательным являются комплексные исследования И. А. Хайретдинова и др. [305] по микроскопии ГЖВ и термозвуковому анализу, основывающиеся на большом материале по уральским медно-колчеданным месторождениям (рис. 50). По данным этих авторов, можно сделать вывод об образовании основной массы сплошных и вкрапленных руд в приповерхностных условиях, а последующей прожилково-вкрапленной сульфидно-кварцевой, сульфидно-баритовой, кальцитовой, флюоритовой и других минеральных ассоциаций — на небольших глубинах с пульсационно меняющимися высокими температурами. Особенно показательно, что для первой, сингенетичной с вмещающими породами рудной ассоциации (опаловидный кварцит с пиритом и т. п., см. рис. 50), ГЖВ вообще

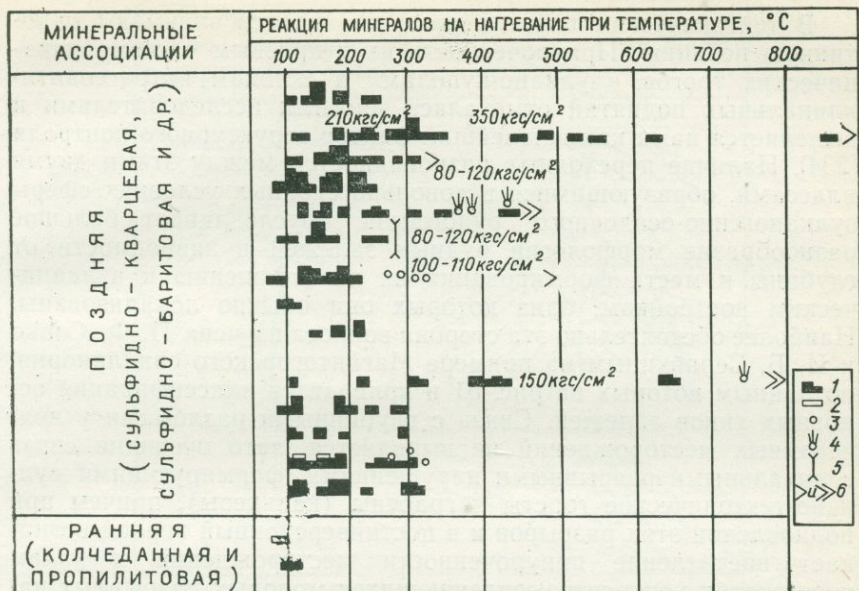


Рис. 50. Температуры и давления времени формирования минеральных ассоциаций колчеданных месторождений. По И. А. Хайретдинову, В. С. Авзянову и другим, 1974 г.

1 — количество гомогенизирующих ГЖВ в относительных единицах; 2 — гомогенизация с последующей гетерогенизацией; 3 — гетерогенизация; 4 — декрипитация ГЖВ без гомогенизации; 5 — декрипитация вслед за гомогенизацией; 6 — часть ГЖВ, оставшаяся без существенного изменения.

мало характерны и не обнаруживаются при увеличениях в 400—1000 раз.

Несмотря на обилие накопленных фактов, указывающих на небольшие глубины формирования рудных залежей колчеданных месторождений, ряд исследователей отстаивает отнесение их к плутоногенным гидротермальным образованиям [53]. Однако если не относить сюда залежи медно-никелевых и пирротиновых руд, связанных с гипербазитами, привести примеры глубинных залежей для колчеданных руд крайне затруднительно (метаморфогенные месторождения типа фальбанд, разумеется, в счет не идут). В соответствии с этим в своей широко известной капитальной сводке [273] В. И. Смирнов выделяет как важнейшие классы колчеданных месторождений: 1) субвулканические гидротермальные, 2) эксгаляционно-осадочные в пирокластах и 3) осадочные среди терригенных пород. Третий класс, по нашим представлениям, является переходным к медистым сланцам, медистым песчаникам и «телетермальным» свинцово-цинковым залежам в карбонатных породах, в связи с чем будет рассмотрен нами ниже.

В тектоническом плане первые два класса занимают однотипную позицию. Приуроченность их к краевым частям вулканических трогов, «вулcano-куполам» и склонам интрагеоантиклинальных поднятий отмечалась многими исследователями и выделяется нами как важнейший фактор структурного контроля [234]. Наличие переходных разновидностей между этими двумя классами, образующимися в довольно сходных условиях сферы вулканогенно-осадочного рудогенеза, обуславливает большое разнообразие морфологии рудных залежей в зависимости от глубины и места формирования их по отношению к вулканическим постройкам, близ которых они обычно локализованы. Наиболее обстоятельно эта сторона вопроса изучена П. Ф. Сопко и И. Б. Серавкиным на примере Магнитогорского синклинория, по данным которых на рис. 51 и приводится классификация основных типов залежей. Связь с глубинными разломами у колчеданных месторождений не выявляется, зато очевидна связь с локальными разрывными нарушениями, формирующими вулканотектонические горсты и грабены (кальдеры), причем при подновлении этих разрывов и в постинверсионный период возникает впечатление приуроченности месторождений к узлам пересечения контрастно сочленяющихся молодых разрывных нарушений, что и было подмечено нами на примере южноалтайских свинцово-цинковых месторождений [227], С. Н. Ганжаровой [62] — для медно-колчеданных рудных полей Северного Кавказа.

Время колчеданного рудообразования совпадает с завершением цикла раннегеосинклинального вулканизма. Этот вывод В. И. Смирнова находит все большее и большее подтверждение по мере открытия новых месторождений. Надо, однако, подчеркнуть, что этот вывод верен лишь в целом для цикла. Часто упоминаемая в литературе приуроченность времени формирования месторождений к периоду полного затухания вулканической активности не подтверждается на большинстве рудных полей. Наоборот, рудообразованию иногда сопутствуют (или происходит почти одновременно) взрывная деятельность вулканов, отложение грубообломочной пирокластики. В большинстве случаев вновь образованное рудное тело, будучи едва литифицировано, тут же покрывается новыми покровами туфов и лав, которые, кстати, и обеспечивают его сохранность. Конечно, речь может идти не о полной синхронности рудообразования и пароксизмов, но и не о существенном разрыве их во времени, поскольку наличие туфовых обломков, бомб, лапиллей в гидротермально-осадочных залежах не такое уж редкое явление. Положение руд в вулканогенных разрезах убеждает нас в очень большой скорости рудоотложения, что, впрочем, подтверждается и примерами современного вулканизма.

Это, например, наблюдения Л. М. Лебедева [157] над формированием кратерно-озерных колчеданных руд вулкана Мен-

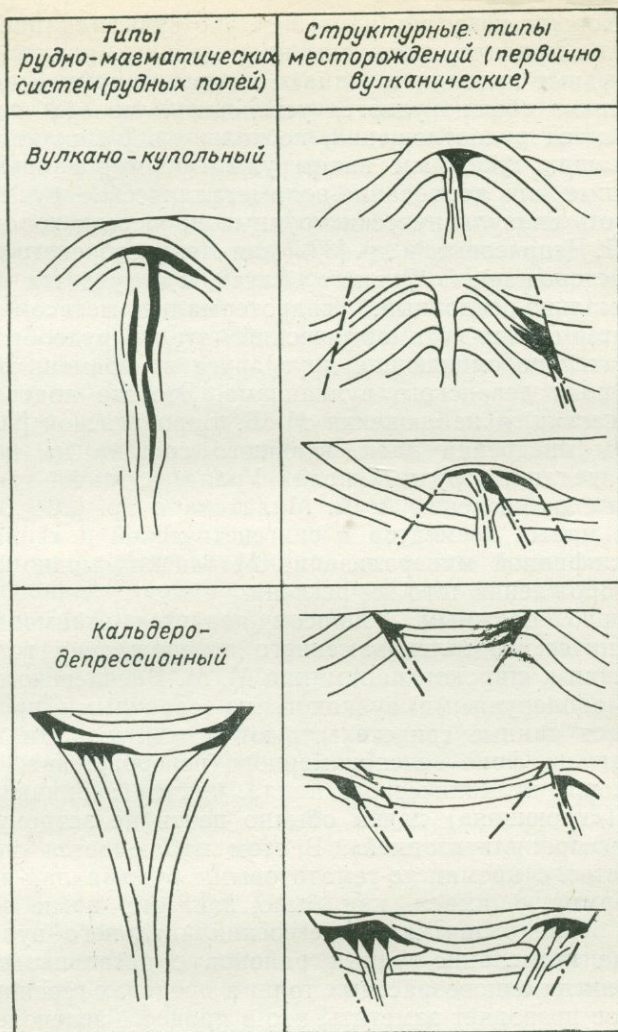


Рис. 51. Главные структурные типы колчеданных рудных полей и месторождений Магнитогорского синклиория (Южный Урал). По П. Ф. Сопко и И. Б. Серавкину, 1976 г.

делеева (Курильские острова), свидетельствующие о многостадийности образования современных рудных залежей, и в частности о наложении на метасоматические колчеданные руды новых сульфидно-опаловых парагенезисов со сфалеритом, а также метациннабаритом и киноварью, галенитом, антимонитом, реальгаром и аурипигментом. Об этом следует помнить при расшифровке стадий минерализации на колчеданных месторож-

дениях. Хорошо известно, например, что сульфиды цветных металлов, как правило, наложены на массивные пиритовые руды и окolorудные пропилиты, однако в неметаморфизованных месторождениях обычно удается установить, что это звенья единого процесса рудоотложения, поскольку в рудокластах среди вышележащих туфов мы видим уже сформированные медно-колчеданные или колчеданно-полиметаллические руды. Многостадийность синвулканических рудных процессов хорошо показана Б. Л. Чепрасовым и др. [332] для Лениногорского и Тишинского месторождений Рудного Алтая, где удается выделить гидротермально-осадочный, гидротермально-метасоматический и гидротермально-метаморфический этапы рудообразования, последовательно сменяющие друг друга во времени в течение единой эпохи девонского вулканизма. Это же подтверждают, на наш взгляд, и наблюдения М. Б. Бородаевской [26] об интратрудном внедрении даек основного состава на некоторых медно-колчеданных рудных полях Урала, а также тонкие геохимические наблюдения А. А. Малахова и др. [164] за содержаниями малых элементов в сингенетической и «эпигенетической» сульфидной минерализации Маканских медно-колчеданных месторождений того же региона.

Довольно сложным вопросом является взаимоотношение синвулканического зеленокаменного перерождения толщ (пропилитизации в широком понимании М. М. Василевского) с рудными и окolorудными вулканогенно-осадочными процессами. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что эти процессы протекают на фоне зеленокаменного перерождения, проходящего в конце вулканического цикла, причем верхняя вулканогенная («кроющая») пачка обычно почти не затронута региональной «пропилитизацией». В этом наблюдается определенное сходство с кремнисто-гематитовыми рудами лан-дильского типа, формирующимися, как было показано нами ранее, на этом же этапе развития раннегеосинклинального вулканизма. Сравнение колчеданно-рудных районов с остальными площадями развития одновозрастных толщ в пределах геосинклинальных трогов позволяет заметить, что в процессе зеленокаменного перерождения вулканитов в этих районах активнее проявлен щелочной аутометасоматизм (альбитизация плагиоклазов, аргиллизация и серицитизация микроклинов, хлоритизация темноцветных минералов, возникновение спилитов и кварцевых кератофиров), на фоне которого и формируются хлорито-эпидотовые, серицито-хлорито-кварцевые, хлорито-кварцевые, серицито-кварцевые, монокварцевые пропилиты колчеданных рудных полей и сами руды. Обобщая эти данные, С. Н. Иванов и В. М. Нечеухин [124] ограничивают уровень развития колчеданного оруденения в геосинклинальных трогах границей зеленосланцевой и пумпеллиито-пренитовой фации регионального метаморфизма.

Последующие метаморфические преобразования колчеданных руд очень распространены. В докембрийских геосинклинальных областях это в первую очередь региональный метаморфизм вплоть до амфиболитовой фации (при более высоких ступенях метаморфизма наступает перерождение колчеданных руд). Интрузии син- и посторогенных гранитоидов, вызывающие околоконтakтовый метаморфизм, также явно тяготеют к колчеданным рудным полям, в особенности это касается колчеданно-полиметаллических месторождений, хотя прямые пересечения руд интрузиями наблюдаются редко. Внедрение интрузий сопровождается наложением на колчеданные руды, играющие роль геохимического барьера для постмагматических растворов и эманаций, новых минеральных парагенезисов, чуждых данному классу месторождений.

Примером может служить повышенная оловоносность ряда колчеданных залежей, в частности описанная В. Л. Барсуковым [10] ассоциация колчеданных месторождений в кембрийских спилито-диабазовых толщах о. Тасмания с девонскими адаметеллитами и малыми интрузиями кварцевых порфиров. При наложении на раннегеосинклинальные толщи орогенного вулканизма возникает совмещение колчеданных руд с другими вулканогенно-рудными образованиями, например с медно-порфировыми месторождениями, что Г. А. Твалчрелидзе и В. И. Буадзе [303, 304] считают типичным лишь для колчеданно-полиметаллических месторождений, редуцированных вторичных геосинклиналей, однако известны случаи и для типичных серноколчеданных и медно-колчеданных металлогенических зон и провинций. Примером такого совмещения может служить Байдаракская зона Северного Урала, где по данным И. Г. Павловой, медно-порфировое месторождение Лекын-Тальбей в пределах одного рудного поля сочленяется с медно-колчеданным оруденением. Аналогичная ситуация намечается на Северном Кавказе (в частности, по данным Н. С. Скрипченко, на Худеском рудном поле). Нами описан пример совмещения колчеданного и медно-порфирового оруденения на Ялонварском рудном поле Южной Карелии [82].

При классификации колчеданных месторождений большинство исследователей обращает внимание на такой параметр, как соотношение в рудах свинца и цинка, с одной стороны, и меди — с другой. Л. Н. Овчинников и др. [205] показали возможность выделения четырех геохимических типов колчеданно-рудных районов, полей и месторождений в зависимости от доли меди в сумме запасов указанной триады элементов (0—25, 25—45, 45—75 и 75—100%). Выделенные типы отвечают ряду геосинклинальных формаций, в пределах которого происходит соответствующее дискретное изменение состава вулканогенных образований от основного к кислому, от натриевого к калиево-натриевому, а при рассмотрении еще и серноколчеданных

месторождений можно добавить также от недифференцированного к дифференцированному. Наибольший интерес представляет намечающаяся соответственная связь типов колчеданных месторождений с глубинным строением геосинклинальных областей, отчетливее всего проявленная при рассмотрении медно-колчеданных и свинцово-цинково-колчеданных месторождений, что хорошо показано Д. И. Горжевским [80].

При рассмотрении закономерностей размещения серноколчеданных месторождений (определим их как карельский тип колчеданных месторождений) и крайних членов ряда, намеченного Л. Н. Овчинниковым (т. е. чисто медно-колчеданных уральского и кавказского типов и свинцово-цинковых алтайского типа), отчетливо проступают и другие различия в закономерностях их размещения. Серноколчеданные и медно-колчеданные месторождения типичны для первичных геосинклиналей, заложенных на земной коре с минимальной (порядка 10—15 км) мощностью гранитного слоя при значительно превышающей ее мощности (в 3—5 раз) базальтового слоя. Характерными рудоносными формациями являются спилито-диабазовая и андезито-базальтовая для серноколчеданных, а для медно-колчеданных месторождений — кератофиро-спилитовая.

М. Б. Бородаевская и др. [26] на основании формационного анализа колчеданных толщ Урала, проведенного Д. С. Штейнбергом, предложили различать для медно-колчеданных районов вместо единой контрастной кератофиро-спилитовой две группы рудоносных вулканогенных формаций: контрастно дифференцированную натриевую липарито-базальтовую и последовательно дифференцированную натриевую базальто-андезито-дацити-липаритовую. Основной вывод авторов о связи медно-колчеданного оруденения лишь с контрастно дифференцированными формациями признается подавляющим большинством исследователей и по отношению к провинциям (геосинклинальным областям) как будто не имеет исключений (хотя в пределах конкретных рудных полей кислые породы могут отсутствовать, например в районе Оутокумпу-Вуонос-Ориярви или некоторых рудных полях Северного Кавказа). Наличие второй группы — последовательно дифференцированных формаций — в последнее время оспаривается на уральском же материале [175].

Попытки применять такое деление в других регионах, например в Карелии, приводят иногда к парадоксальным выводам о том, что крупные колчеданные залежи хотя и относятся к последовательно дифференцированной формации, но «... находятся только на участках развития спилито-диабазовой формации» [253, с. 40].

Определенную путаницу вносит и понимание последовательно дифференцированной формации как материнской для колчеданно-полиметаллического (свинцово-цинкового) оруденения, т. е. смешение кератофиро-спилитовой и кварцево-кератофировой формаций, что делается, к сожалению, многими исследователями.

По накопленным данным, как нам кажется, можно полагать, что устойчивыми признаками раннегеосинклинальных рудоносных вулканитов медно-колчеданных провинций являются их натриевая специализация и контрастная дифференциация базальтоидных продуктов (до 20—40% кислых вулканитов против 10—15% в серноколчеданных провинциях), что легко распо-

знается при изучении формаций и, по-видимому, является достаточным основанием для регионального прогнозирования.

Колчеданно-полиметаллические провинции отличаются прежде всего калиевой и калиево-натриевой специализацией рудоносных кварцево-кератофировых толщ, кислые вулканиты в которых составляют обычно преобладающую (до 70—80%) часть разреза. Это тоже раннегеосинклинальные образования, однако возникают они во вторичных геосинклиналях, заложенных на уже сформировавшейся сиалической коре с мощностью осадочного и гранитного слоя порядка 10—20 км, наглядным примером чего может служить Юго-Западный Алтай, часть Обь-Зайсанской герцинской геосинклинали. В отличие от Калбинской, осевой ее части, девонский раннегеосинклинальный прогиб Юго-Западного Алтая был заложен на отколовшейся от Горного Алтая глыбе, уже прошедшей в течение каледонского тектономагматического цикла (с эокембрия до девона) и ранние, и средние этапы геосинклинального развития, включая и гранитообразование ранней инверсии [198]. Такое заключение основывается не только на геофизических данных по глубине залегания разделов К и М, но и на непосредственно наблюдаемых выходах кембрийско-ордовикских флишoidов среди герцинских (девонских) раннегеосинклинальных вулканитов, например в Алейском антиклинории Рудного Алтая [326].

При дифференцированном строении геосинклинальных прогибов или при рассмотрении раздельно краевых и центральных частей наблюдаются более сложные взаимоотношения, поскольку заложение отдельных зон в пределах прогибов зачастую происходит на разном основании. Состав вулканитов и месторождений ясно отражает это, что опять-таки можно показать на примере Рудного Алтая, где по мере приближения к Калбинской зоне (в пределах Иртышской зоны смятия) появляются кератофироспилитовые толщи и медно-колчеданное оруденение (Таловское, Николаевское, Верхнеубинское, Сугатовское и другие месторождения), по своему минеральному составу уже близкие к уральскому типу [42, 327].

Подобное распределение месторождений и рудных полей приводит к возникновению региональной латеральной зональности, в схематическом виде изображенной на рис. 52. Нетрудно увидеть, что рассматриваемые связи латеральной смены колчеданно-полиметаллических рудных полей медно-колчеданными иные, чем предложенные А. Н. Кеном и В. И. Васильевым [140], предполагавшими общую миграцию вкрест простирания Рудно-Алтайской зоны единых рудоносных растворов вдоль поверхности раздела ювенильные—вадозные воды. Подобный механизм возникновения зональности приложим, вероятно, лишь для рудных полей, а не для металлогенических зон и провинций, да и схема ее применительно к месторождениям Рудного Алтая должна, судя по данным А. А. Маракушева [165], отличаться

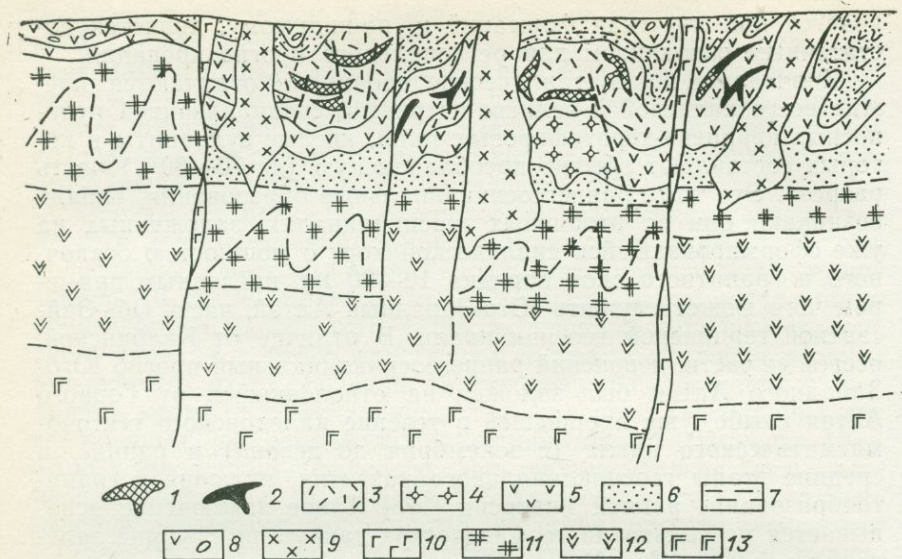


Рис. 52. Схема размещения медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в геосинклинальных прогибах с разным типом земной коры.

1 — колчеданно-полиметаллические залежи; 2 — медно-колчеданные залежи; 3 — кварцево-кератофировая формация; 4 — субвулканические гранитоиды вулкано-купольных структур; 5 — андезит-базальтовая и кератофиро-спилитовая формация; 6 — терригенные толщи аспидной формации; 7 — флиш; 8 — вулканогенно-молассовые образования; 9 — инверсионные и постинверсионные гранитоиды; 10 — офиолиты; 11—13 — схематизированное строение земной коры: 11 — сиалический слой (структуры более древних геосинклинальных циклов), 12 — базальтовый слой, 13 — мантия.

от схемы А. Н. Кена из-за участия теллура в рудоносных термах. По нашим представлениям, именно гетерогенность фундамента геосинклиналей обуславливает различную специализацию коровых вулканических очагов. Несколько упрощая эту мысль, скажем, что *меденосные термы могут быть обязаны своим происхождением различным очагам, но главным образом происходят из мантии и базальтового слоя земной коры, источником же свинца служит только переработанный сиалический слой.*

В более широком плане применительно к критериям прогнозирования различных типов месторождений меди, свинца и цинка эта зависимость была подчеркнута Э. И. Кутыревым, К. А. Марковым, И. Г. Павловой и др. [178, 180] и была отражена нами при анализе общих проблем образования и размещения вулканогенно-осадочных месторождений [196, 234]. Логическим продолжением этого вывода является эволюционная сторона вопроса: при наложении друг на друга прогибов нескольких геосинклинальных циклов развитие рудной минерали-

зации будет идти от медно-колчеданной к колчеданно-полиметаллической.

Нетрудно продолжить эти выводы и в приложении к общей схеме эволюции рудных формаций в истории Земли. Серноколчеданные месторождения как крайний член рассматриваемого ряда должны быть наиболее древними образованиями. Они возникли уже около 3 млрд. лет назад, тогда же (2800—2600 млн. лет назад) по мере формирования базальтового слоя появились и медноколчеданные месторождения. Появление крупных свинцово-цинковых колчеданных залежей относится уже к рубежу раннего — среднего протерозоя (2300—1800 млн. лет назад), после появления первых эвгеосинклинальных прогибов на относительно мощной сиалической коре.

Переходя к рассмотрению третьей группы месторождений вкрапленных руд меди, свинца и цинка, локализованных в осадочных формациях, подчеркнем, что вулканогенно-осадочное происхождение ряда месторождений медистых песчаников, медистых сланцев, а также стратиформных залежей вкрапленных свинцовых руд в карбонатных породах в настоящее время оживленно дискутируется. На современной стадии изученности связи этих типов оруденения с вулканическими гидротермальными процессами правильнее считать проблематичными. Хорошо известно, что единого мнения по поводу генезиса перечисленных типов месторождений не существует. Так, ряд исследователей (Ф. И. Вольфсон, Ш. Е. Есенов, М. П. Русаков, К. И. Сатпаев, А. Бэтман, Л. Грэйтон, Ч. Дэвидсон и другие) на основании выявления признаков наложенного характера рудной минерализации и околорудного метасоматизма выступили с обоснованием эпигенетического гидротермального образования этих месторождений. Другая группа геологов (Ю. В. Богданов, В. С. Домарев, М. М. Константинов, Э. И. Кутырев, В. М. Попов, Д. Г. Сапожников, В. Гарлик, П. Рутье, Г. Шнейдерхен и другие) придерживается взглядов на сингенетичное осадочное и инфильтрационное происхождение руд, подчеркивая пластовый характер рудных залежей, их стратиграфическую приуроченность, отсутствие пространственной ассоциации с магматическими породами и другие признаки. Последняя точка зрения отражена и в разработанных рекомендациях по прогнозированию месторождений этого типа [22, 178, 180]. Не имея возможности рассмотреть эту проблему во всех аспектах, ограничимся некоторыми замечаниями общего характера, указывающими на принципиальную возможность связи этого типа оруденения с вулканизмом, а также на нерешенные и спорные вопросы генезиса этих важных в промышленном отношении групп месторождений.

Примеры современного гидротермально-осадочного рудоотложения сульфидов меди, свинца и цинка мы уже рассматривали в начале настоящей главы. Напомним, что рудоносные

осадки Красного моря формируются в таком удалении от вулканических зон, что вопрос их взаимосвязи решается практически лишь по синхронности рудообразования и вулканизма и геохимическим особенностям оруденения.

Из рассматриваемых нами типов месторождений в более древних, чем современные, отложениях лишь медистые сланцы позволяют довольно определенно выявить их образование гидротермально-осадочным и гидротермально-инфильтрационным путем и наметить связи оруденения и вулканизма. Более того, *намечается непрерывный ряд от месторождений колчеданной группы, локализованных в вулканогенных толщах, к халькопиритовым, халькопирито-пиритовым, галенито-сфалерито-пиритовым и другим типам залежей сплошных и вкрапленных руд в сланцевых комплексах многоэпиклиналильных прогибов, развивающихся параллельно с эпигеосинклиналильными прогибами или даже являющимися их неотъемлемой частью.*

По многим параметрам — составу и размерам стратиформных рудных залежей, реликтовым текстурам и структурам руд, — свидетельствующим о доскладчатом возрасте оруденения, синхронном накоплению осадков или следующим непосредственно за ним, эти месторождения не отличаются от колчеданной группы. Главным отличием можно считать отсутствие, как правило, окolorудных изменений, свидетельствующее, вероятно, об отложении руд исключительно из низкотемпературных растворов. Вулканогенные образования в рудовмещающих толщах, как правило, также полностью отсутствуют или представлены пепловой пирокластикой и туффитами, с трудом поддающимися диагностике. Лишь в отдельных случаях, например на Хотойдохском месторождении в Верхоянском хребте, залегающем в мезозойских флишонах, вмещающие галенито-сфалеритовое оруденение глинистые сланцы содержат отдельные прослои липаритов, их туфов и туфопесчаников. Руды, по данным А. Д. Щеглова [344], характеризуются линейно-полосчатыми текстурами с признаками косо́й слоистости, свидетельствующими об осадочном образовании, и слагают рудные линзы длиной до 700 м при мощности 10—15 м. В других случаях, например на Филизчайском полиметаллическом (Cu, Pb, Zn) месторождении (южный склон Большого Кавказа), вмещающие оруденение аргиллиты, алевролиты и песчаники не обнаруживают признаков вулканического происхождения, но уже в 8—10 км от месторождения в сторону Главного Кавказского хребта эти отложения замещаются туфами и лавами среднего и основного состава, доля которых в разрезе достигает 40—60%. Подводящие каналы, свидетельствующие о поступлении рудного вещества из вулканического очага, на месторождении не выявлены, хотя наличие в пределах тех же толщ южного склона Большого Кавказа колчеданно-полиметаллических месторождений с жильной и даже штокверкообразной морфологией рудных

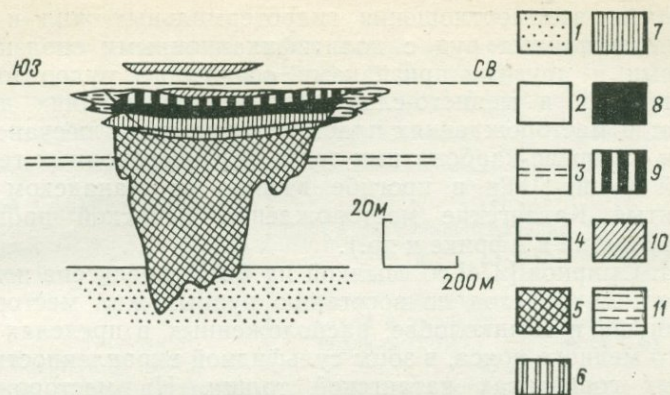


Рис. 53. Схематический разрез месторождения Раммельсберг до складчатости. По Г. Гунцерту, 1969 г. (из В. И. Смирнова и В. И. Казанского [278]).

1 — песчаные глинистые сланцы; 2 — глинистые сланцы; 3 — «двойной» горизонт туфов; 4 — «рудный» туф; 5 — «книст»; 6—11 — руды: 6 — пирито-халькопиритовые, 7 — пиритовые, 8 — сфалеритовые и сфалерито-галенитовые, 9 — сфалерито-галенито-баритовые, 10 — баритовые, 11 — полосчатые и вкрапленные краевой фации.

тел (Катехское, Чедерское и др.) как будто может служить доводом в пользу ювенильного происхождения рудоносных терм.

Повышенная сульфидоносность рудоносных горизонтов, вмещающих оруденение этого типа, и довольно обычная связь самих руд с углеродистыми сланцами позволяют предполагать возможность латеральной миграции металлоносных терм. В некоторых случаях, впрочем, можно наблюдать совершенно очевидное поступление рудного вещества снизу с частичным отложением его в прожилковых зонах, находящихся в лежащем боку рудных пластов. Так объясняют, например, В. Л. Барсуков и др. [291] происхождение рудных жил в брекчиевой зоне лежащего бока рудной залежи месторождения Сулливан, а В. И. Смирнов и В. И. Казанский — происхождение знаменитых «книстов» на месторождении Раммельсберг (рис. 53). Отчетливая зональность рудоотложения, выявленная на этом месторождении В. Ханнаком и Е. Крауме [402], локализация серноколчеданных и медных руд в лежащем боку рудных залежей, а свинцовых и «серых» (баритовых) висячем, а также постепенный переход массивных руд через тонкослоистые в неоруденелые глинистые сланцы висячем боку и на периферии рудных залежей — все это подчеркивает гидротермально-осадочный генезис месторождения. Синхронность рудообразования со среднедевонским вулканизмом в области Гарца, на западной окраине которого располагается Раммельсберг, выявить нетрудно, так как мы уже упоминали о среднедевонском Эльбингеродском комплексе диабазов и альбитофиров при описании серноколчеданного месторождения «Единство».

Сходные взаимоотношения гидротермальных жил и слоистых сингенетичных руд с долитификационными оползневыми брекчиями и другими признаками осадочного рудоотложения намечаются и в медисто-сланцевых месторождениях другого подтипа: в месторождениях пластовых руд среди песчано-сланцевых и сланцево-карбонатных толщ безынверсионных геосинклиналей (Уайт-Пайн в прогибе Кивино на Канадском щите, знаменитые Катангские месторождения Заирской провинции Шабана и Замбии в Африке и др.).

В. И. Смирнов [274] со ссылкой на Ф. Мендельсона и других указывает на переход по восстанию рудных жил месторождений Кипуши и Шинколобве, расположенных в пределах Родезийского медного пояса, в зоны сульфидной вкрапленности в рудоносных горизонтах катангской толщи. На месторождениях Уайт-Пайн, по данным К. О. Энсайна (мл.), У. С. Уайта и др. [256], текстуры руд и взаимоотношения рудной минерализации с вмещающими оруденение углеродистыми алевролитами и сланцами однозначно указывают на отложение сульфидов «до или во время процесса цементации и диагенеза осадков». Вместе с тем наличие рудных тел в разных пластах, проектирующихся одно под другим, при различных палеогеографических условиях образования отдельных горизонтов явно свидетельствует о поступлении рудного вещества снизу, т. е. привноса его гидротермами. К. О. Энсайн и другие не делают вывода о вулканогенно-осадочном происхождении руд Уайт-Пайна, но предполагают, что циркуляция рудоносных растворов «не очень сильно удалена от времени известной вулканической деятельности в районе» (базальты Портедж-Лейк, риолиты гор Поркьюпайн и др.).

Медистые песчаники (и сланцы) платформенных областей прямой связи с вулканизмом вообще не обнаруживают, однако рассмотрение взаимоотношений рудной минерализации с синхронными вулканическими процессами в соседних геосинклинальных областях, и в особенности с вулканизмом периода тектономагматической активизации и соответствующими структурами глубинного заложения, могло бы, по-видимому, оказаться весьма продуктивным. Месторождения этого типа образуют крупные и уникальные по масштабам объекты. Источник осадочных концентраций меди в этих месторождениях уже давно ставится под сомнение.

Приведем для примера расчеты, произведенные Ф. Экиртом [387], для выяснения возможности образования рудных скоплений мансфельдских и силезских медистых песчаников в цехштейновом море Средней Европы. Исходя из составленных палеогеографических карт и имеющихся заключений о максимально благоприятных для выноса с материка и концентрации в морских осадках палеоклиматологических факторов (экваториальные тропики), Ф. Экирт произвел вполне корректные рас-

Расчет содержания меди в осадках цехштейнового моря  
Средней Европы, по Ф. Экирту

Расчетные данные	Пресные воды	Океанические воды
Годовой дефицит воды за счет испарения	1200 км <sup>3</sup>	
Покрытие годового баланса	(при тропическом испарении, равном 2,4 м/год)	
Привнос меди в морской бассейн	375 км <sup>3</sup>	825 км <sup>3</sup>
	32 500 т	8250 т
	(при среднем содержании в морских осадках 0,01%)	(при среднем содержании в морской воде 0,01 мг/л)
Общее количество меди, поступающей в верхнепермский бассейн Средней Европы	40 750 т	
Общая площадь глинистых осадков бассейна	900 000 км <sup>2</sup>	
Общий годовой объем (и вес) глинистых осадков	22 500 000 м <sup>3</sup> (56 250 000 т)	
Расчитанное среднее содержание меди в глинистых осадках цехштейнового моря	0,075%	
Наблюдаемые содержания меди в глинистых сланцах вдали от месторождений	0,04%	

четы (табл. 12), показавшие, что поступающие в осадок за счет подтока пресных и океанических вод в испаряющийся морской бассейн соединения меди обеспечивают лишь среднее содержание этого металла в сланцевых отложениях и не могут объяснить накопления тех 50 млн. т меди, которые, по подсчетам Р. Рихтера [388], локализованы на площади 20 тыс. км<sup>2</sup> в цехштейновых осадках Тюрингского бассейна и тем более 500 млн. т в медистых сланцах Силезии. Надо заметить, что если бы Ф. Экирт имел для расчета новые данные А. П. Виноградова [46], указывающие почти на порядок более низкие средние содержания меди в современной морской воде (не 0,01, а всего лишь 0,003 мг/л) и в глинистых осадках морей (не 0,01%, а только 0,003%), ему пришлось бы объяснять не только источники рудных скоплений, но и повышенный кларк меди в сланцевых толщах цехштейна, поскольку среднее содержание ее в глинах и сланцах земной коры составляет всего 0,0057%, что примерно и получается при использовании упомянутых параметров. Добавим, что для цинка с его общим количеством порядка 250 млн. т и свинца (около 150 млн. т) осадочное накопление вообще не может приниматься во внимание, поскольку глинистые осадки морей этих элементов практически не содержат [46].

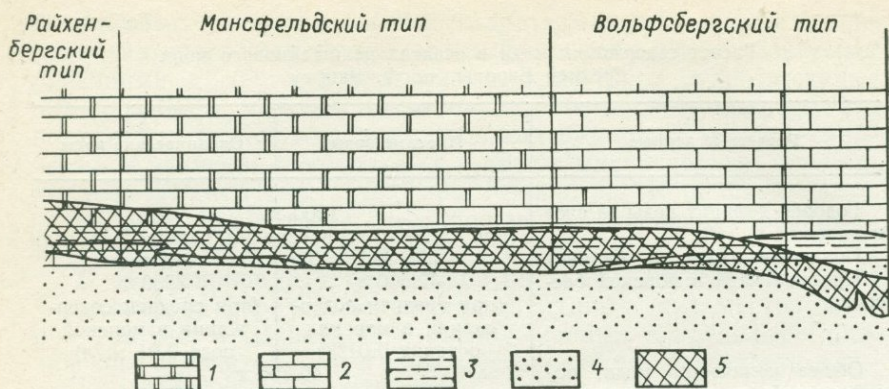


Рис. 54. Схематический разрез месторождений в окрестностях Сьеросовиче — Любин с разделением типов. По Г. Гунцерту (из Ф. Экирта, 1960 г.).  
1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — глинистые сланцы; 4 — песчаники; 5 — оруденелый пласт.

Показав невозможность образования рудных скоплений осадочным путем, что, впрочем, подтверждается и морфологией меденосных пластов, не совпадающих с литологическими границами (рис. 54), Ф. Экирт отрицает и гипотезу поступления рудоносных терм в литифицированный осадок снизу, поскольку сланцы при этом оказались бы не рудовмещающим, а экранирующим горизонтом, чего мы на самом деле не наблюдаем. Имеющиеся признаки гидротермального рудоотложения (интенсивно оруденелые остатки фауны, неравномерное распределение рудной минерализации в глинистых сланцах и др.) этот автор склонен объяснять латеральной миграцией термальных вод в еще нелитифицированных осадках, обособывая «экструзивно-гидротермальный» (или в нашей терминологии гидротермально-инфильтрационный) способ формирования рудных залежей. Теоретические расчеты, приведенные Ф. Экиртом, читатель может почерпнуть из оригинала. Источником рудоносных терм предполагаются остывающие магматические очаги, давшие мощные толщи мелафиров и риолитов в окраинной части морского бассейна, относимые к «красному лежню», т. е. к слоям, подстилающим рудоносный цехштейн, и частью к самому цехштейну. Содержание меди в мелафирах достигает 0,1%, а в ряде случаев (район Новые Паки—Звичина в ЧССР и др.) они содержат и гидротермальные проявления меди автотетасоматического характера.

Заметим, что и сам состав мансфельдских руд, в которых кроме минералов меди и цинка (борнит, халькозин, сфалерит) присутствуют также галенит, блеклая руда и самородное серебро, не слишком согласуется с осадочной гипотезой их образования.

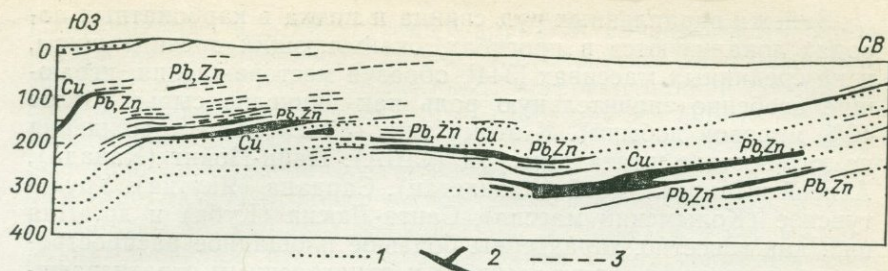


Рис. 55. Разрез центральной части месторождения Джезказган. По Г. Н. Щербе, И. П. Новохатскому и другим, 1976 г.  
 1 — почва основных пластов серых рудовмещающих песчаников; 2 — рудные залежи; 3 — бедные руды.

Еще более ярко отклонения от «нормально осадочных» условий рудонакопления проявлены на месторождении Джезказган в Казахстане. Прежде всего это касается соотношения полиметаллического и медного оруденения, из которых первое явно относится к более поздней стадии минерализации, рассекая в виде жилок вкрапленные медистые руды и слагая периферийные части меднорудных залежей (рис. 55). По данным Ш. Е. Есенова и др. [69], на месторождении намечается структурный контроль оруденения: максимальные мощности рудных тел и их наиболее богатые части обнаруживают приуроченность к сводам и крыльям антиклинальных структур и осложняющим их флексурам. Руды образуют удлиненные, иногда изометричные пластовые залежи, но в верхних горизонтах рудоносной свиты появляются уже и лентообразные тела. Промышленное оруденение выявлено до глубины 600 м и ниже сменяется убогой сульфидной вкрапленностью. Метасоматический характер рудной минерализации и гидротермальные изменения вмещающих пород (карбонатизация, окварцевание, серитизация, каолинизация), характерные только для оруденелых частей рудовмещающих джезказганской и таскудукской свит, не затронутых региональным метаморфизмом, также противоречат гипотезе нормально осадочного отложения рудной минерализации.

Исследуя геохимические особенности джезказганских руд, Ш. С. Сейфуллин и др. [214] обратили внимание на повышенную рениеносность руд первой стадии минерализации (довольно характерную особенность почти всех месторождений типа медистых песчаников), не соответствующую соотношению этого элемента с молибденом и медью во вмещающих породах и объясняемую лишь с точки зрения гидротермальной его миграции и рудоотложения. Сочетание признаков осадочного происхождения с перечисленными фактами, по-видимому, можно объяснить только при приложении гидротермально-осадочной гипотезы образования этих руд.

Залежи вкрапленных руд свинца и цинка в карбонатных породах локализуются в прогибах, окаймляющих древние щиты, и на срединных массивах [344], образуя месторождения, играющие особенно значительную роль как цинковое сырье (более 40% мировой добычи). К этому типу относятся месторождения на юго-востоке штата Миссури (США), Пайн-Пойнт (Канада), Ачисай и Миргалымсай (Казахстан), Сардана (Якутия), Урультунское (Колымский массив), Санта-Люсия (Куба) и др. Для них, как известно, характерны большое площадное распространение оруденения, приуроченного к определенным стратиграфическим горизонтам и представленного наряду с залежами сплошных колчеданно-полиметаллических и вкрапленных свинцово-цинковых руд также и жильным типом; простой и однообразный состав руд (галенит, сфалерит, пирит, барит, иногда флюорит); наличие наряду с синседиментационными структурами руд околорудных изменений (доломитизация, окварцевание) и руд метасоматического характера. Количество барита и флюорита в рудах иногда достигает значительных концентраций (до 40% рудной массы), например на Таборном месторождении (Прибайкалье), в Рейнских сланцевых горах, в штатах Кентукки и Иллинойс в США. Магматические образования в рудных районах обычно отсутствуют, удаленность гипотетических источников и привела в свое время к выделению этих месторождений в класс «телетермальных». Однако это необязательное правило, и в целом ряде случаев вулканогенный материал присутствует непосредственно в рудовмещающих толщах либо выявляется в близлежащих стратиграфических аналогах рудоносных горизонтов, на что указывает в своей сводке по телетермальным месторождениям и В. П. Федорчук [315]. В соответствии с близостью к зонам активной вулканической деятельности можно наметить целый ряд переходных типов от «телетермальных» месторождений через месторождения типа Текели и Акбастау в атасуйский тип и к типичным колчеданно-полиметаллическим месторождениям.

Месторождение Текели, судя по описаниям Г. Н. Щербы и Ш. А. Байкенева [8, 348], по своим основным особенностям весьма близко к месторождениям Миргалымсай и Ачисай, что позволило В. Г. Ли [158] объединить их вместе с такими месторождениями, как Бес-Тюбе, Шалкия, Байджансай, Аксуран, Сууктюбе и Бурултас в одну «кремнисто-карбонатно-баритовую медно-свинцово-цинковую» рудную формацию с характерными элементами-примесями (Ag, Cd, Hg, Sr, Ge, Tl), приписав ей комбинированное происхождение (гидротермально-осадочное с наложенным гидротермально-метасоматическим оруденением).

Вмещающие вкрапленное свинцово-цинковое оруденение породы телекийской свиты представлены углеродистыми сланцами, известняками и доломитами (рис. 56) с прослоями песчаников,

конгломератов и вулканогенных пород. К средней части рудоносной пачки приурочены линзы тонкослоистых пиритовых руд мощностью от 0,5 м до нескольких метров и длиной до 100 м, сопровождающихся тонкой сыпью глобулярного пирита во всех вмещающих породах. Отмечаются также перекристаллизованные глобули сфалерита и наличие частиц галенита в пиритовых глобулях. Изотопный состав серы глобулярных сульфидов, по данным В. А. Гриненко и других, колеблется в весьма широких пределах (от  $-6,7$  до  $+25,0\%$   $\delta^{34}\text{S}$ ), свидетельствуя о взаимосвязи гидротермального и осадочного процессов при образовании руд. Промышленная свинцово-цинковая минерализация приурочена к апокарбонатным монокварцитовым метасоматитам, перекристаллизованным доломитам и известнякам, а также к слоистым пиритовым рудам, имея, таким образом, наложенный по сравнению с пиритовым оруденением характер. Диабазовые порфириты, встреченные на восточном фланге участка месторождения в виде согласного тела, сильно изменены, в особенности в краевых частях, подверглись хлоритизации, серицитизации, карбонатизации и импрегнированы пиритом.

Рассмотрение типичных «телетермальных» месторождений, например залежей и жильных полей флюорито-полиметаллических вкрапленных и прожилковых руд в карбонатных комплексах, показывает, что по условиям залегания и, по-видимому, условиям образования они аналогичны месторождениям текелийского типа. В целом ряде случаев выявляется пространственная и временная связь оруденения с проявлениями вулканизма, отчетливо приуроченными к определенному стратиграфическому интервалу и не переходящими в вышележащие комплексы.

Реконструируя по данным разных авторов общий вертикальный и латеральный ряд зональности для предположительно вулканогенно-осадочных стратиформных полиметаллических месторождений в карбонатных комплексах, удастся отметить постепенное понижение температур рудообразования от более «вулканогенных» к осадочным частям разреза при следующей общей последовательности рудной минерализации: магнезиты и сидериты  $\rightarrow$  сульфиды железа  $\rightarrow$  (сульфиды меди)  $\rightarrow$  сульфиды цинка и свинца  $\rightarrow$  барит  $\rightarrow$  флюорит.

В. П. Федорчук [315] справедливо отмечает, что пространственная и временная ассоциация оруденения описываемого типа с щелочными и основными магматическими телами (дайками, neckами) может указывать не только на их генетическую, но и на парагенетическую связь, подчеркивая общность глубинного, возможно подкорового, источника. В. И. Смирнов [276], рассматривая источники рудообразующих компонентов для эндогенных месторождений, указывает, что для некоторых телетермальных месторождений возможно не только ювениль-

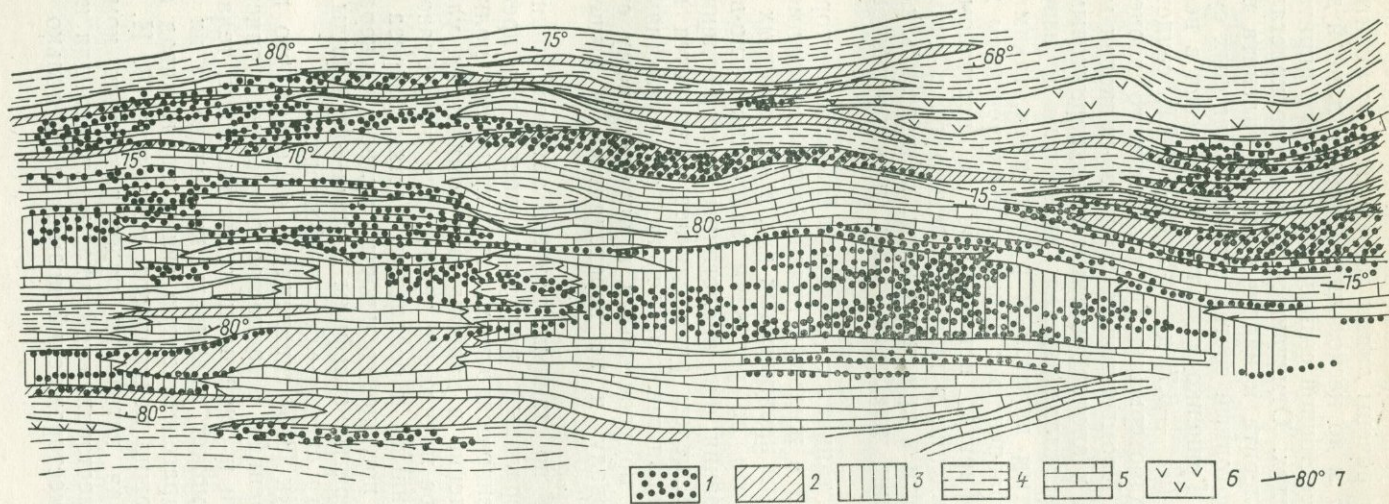


Рис. 56. Геологический план VIII горизонта месторождения Текели. По Ш. А. Байкенову, 1973 г.

1 — интенсивная свинцово-цинковая минерализация; 2 — колчеданные залежи; 3 — кварциты (зона окорудных изменений); 4 — углеродистые, углеродисто-известковые, кремнистые и серицитовые сланцы; 5 — известняки и доломиты; 6 — порфириды основного состава; 7 — элементы залегания пород.

ное, но и фильтрационное происхождение рудного вещества, связанное с внемагматической циркуляцией подземных вод. Критерии регионального прогноза месторождений находятся в прямой связи с теми или иными генетическими представлениями, поскольку в роли главного фактора будут выступать то приуроченность к глубинным разломам, то параметры пространственной взаимосвязи с зонами активного вулканизма, то локализация напорных гидротермальных палеосистем.

Вопрос об источнике рудного вещества и генетических связях вулканогенно-осадочных руд с вулканизмом решается, как известно, далеко не однозначно. На примере алтайских железорудных месторождений мы уже показывали, что локализованные в толщах кварцевых кератофилов кремнисто-гематитовые руды являются порождением базитового вулканического очага [453].

При изучении серно-колчеданного и медно-полиметаллического оруденения Карело-Кольского региона нам удалось собрать материал, характеризующий представителей всех основных групп месторождений, описанных в этой главе (металлоносных лав, колчеданных залежей в вулканогенных комплексах и послойно вкрапленных сульфидных руд типа медистых песчаников и медистых сланцев из «паравулканогенных» осадочных формаций) [201, 454]. Для решения вопросов геохронологических связей оруденения и вулканизма было выполнено большое количество масс-спектрометрических определений изотопного состава свинца, позволивших с достаточной определенностью наметить совпадение изохронного возраста рудоносных вулканогенных образований, с которыми по геологическим данным предположительно связывалось оруденение, и «реликтовых» значений модельного возраста рудных свинцов [238 и др.].

Накопленный материал позволил подойти и к разрешению генетических задач не только по радиогенной геохимической общности конкретных вулканогенных формаций и залегающих в них руд, примеры чего уже приводились нами при интерпретации изотопно-спектральных определений на диаграммах Кэннона, но и в более широком плане — для выяснения общности источника магматических расплавов и рудообразующих компонентов.

Изохронный метод интерпретации изотопно-свинцовых данных предоставляет, как известно, широкие возможности не только для возрастной, но и для генетической интерпретации «материнского субстрата» горных пород [280]. В. А. Рудник и др. [257] показали, например, на материале Алданского щита, что изохроны гранитоидов, являющихся продуктом переработки верхней части земной коры, проходят вблизи среднего изотопного состава современного свинца (ТСС) земной коры континентов. Выполненные в последние годы расчеты ТСС для зем-

Параметры свинцово-свинцовых изохрон протерозойских пород восточной части Балтийского щита

Формационная и генетическая принадлежность	Номер изохроны	Аналитический материал	Количество проб	Коэффициент уравнений изохроны		Материнский источник
				a	b	
Спилито-диабазовые формации ранних этапов протогезосинклиналей	I	Мраморы и параамфиболиты сортавальской серии	6	$12,78 \pm 0,59$	$0,175 \pm 0,031$	БГ—ВО
	II	Диабазы ялонварской свиты	9	$12,17 \pm 0,39$	$0,202 \pm 0,019$	БГ
	III	Диабазы сортавальской серии	7	$12,32 \pm 0,95$	$0,188 \pm 0,051$	БГ
Толито-базальтовая и пикрито-базальтовая формации безынверсионных геосинклиналей	IV	Известняки и мраморы сегозерско-онежской серии	5	$13,46 \pm 0,05$	$0,120 \pm 0,018$	(БГ + М) — О
	V	Диабазы сегозерско-онежской серии	5	$13,41 \pm 0,24$	$0,120 \pm 0,008$	БГ + М
	VI	Диабазы суйсарской свиты	5	$13,77 \pm 0,04$	$0,097 \pm 0,024$	БГ + М
Базальто-липаритовая и щелочно-базальтовая формации орогенов и областей ТМА	VII	Кварцевые порфиры сариолия	6	$13,21 \pm 0,026$	$0,124 \pm 0,006$	М—Э
	VIII	Диабазы и сиенито-диориты о. Валаам	5	$13,00 \pm 0,49$	$0,134 \pm 0,020$	М—Э
Продукты перемыва архейской коры (карбонатный флиш)	IX	Амфиболиты свиты илола	5	$13,48 \pm 0,035$	$0,109 \pm 0,016$	(М + БГ) — ВО
Базальты прогеосинклиналей архея	X	Амфиболиты купольных структур Северного Приладожья, амфиболитовые гнейсы Карельского массива	4	$11,25 \pm 1,38$	$0,22 \pm 0,036$	М + БГ
Трапповая формация	XI	Диабазы салминской свиты	12	$13,70 \pm 0,38$	$0,088 \pm 0,020$	М

Принятые сокращения: БГ — базальтовый и гранитный слои континентальной коры; ВО — процессы выветривания (В) и осадконакопления (О), главным образом хемогенные; М — вещество верхней мантии; Э — эволюция магматических расплавов.

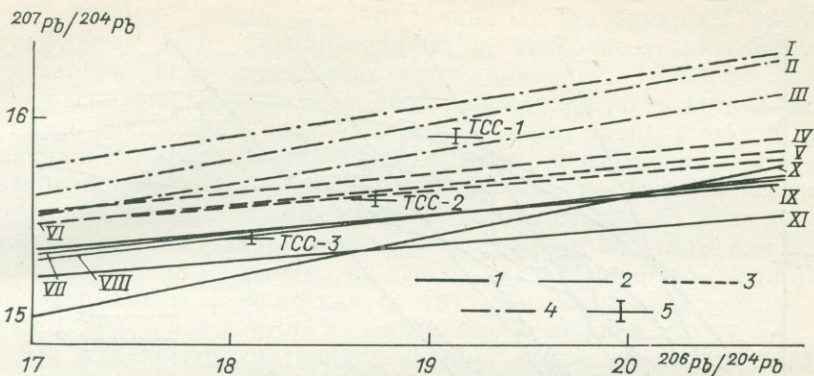


Рис. 57. Свинцово-свинцовые изохроны для осадочно-вулканогенных толщ Карелии. По автору и Э. В. Соботовичу, 1976 г.

1 — группа образований с существенно мантийным источником вещества; 2 — породы с мантийным источником вещества, претерпевшим эволюцию в магматическом расплаве; 3 — то же, с участием процессов ассимиляции; 4 — группа образований с коровым источником вещества; 5 — точки изотопного состава современного свинца (ТСС). ТСС-1 — континентальная кора, по Э. В. Соботовичу и С. М. Гращенко, 1965 г.; ТСС-2 — земная кора в среднем, по Дж. Стаси и Дж. Крамеру, 1975 г.; ТСС-3 — мантия, по Б. Дое, 1976 г. Номера изохрон по табл. 13.

ной коры в целом и отдельных ее частей [281, 385, 416] позволяют перейти и к генетической интерпретации изохрон базальтовых комплексов, включая предположительно мантийные образования, а также сделать некоторые заключения и по источникам рудных свинцов.

В табл. 13 и на рис. 57 изохроны, вычисленные нами совместно с Э. В. Соботовичем и другими для осадочно-вулканогенных формаций Карело-Кольского региона, расположены не в возрастном порядке, а в порядке уменьшения степени дифференциации вещества земной коры, зависящей от эволюции магматических расплавов, процессов ассимиляции, а также химического разложения, сопровождающего процесс седиментации. При таком их расположении нетрудно заметить, что представителями крайнего ряда дифференциации среди исследованных формаций могут быть вулканиты спилито-диабазовой формации, а также сопровождающие их хемогенно-осадочные карбонатные образования, описываемые изохронами I, II и III. При этом изохроны II и III, проходящие вблизи ТСС континентальной коры, ясно указывают (в пределах ошибок эксперимента) на возникновение магматических расплавов в пределах коры, уже сформировавшейся к началу протогеосинклинального развития структур, для которых спилито-диабазовая формация является типоморфной. Расположенная выше и примерно параллельно им изохрона I может указывать на то, что при отложении карбонатных осадков определенную роль

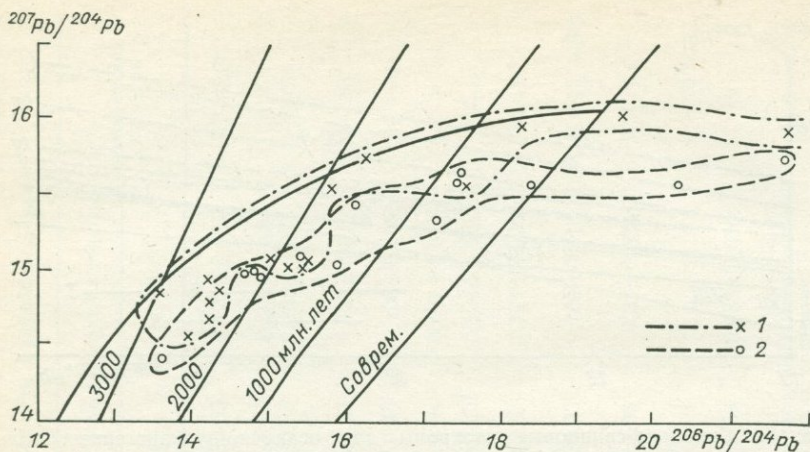


Рис. 58. Положение экспериментальных точек  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  по отношению к кривой накопления Холмса — Гаутерманса.

( $V=0,07$ ) для руд колчеданных месторождений из протогеосинклинальных областей Карелии (1), а также медистых сланцев, медистых песчаников и сопровождающего их жильного оруденения из безынверсионных геосинклиналей (2).

играли продукты выветривания сформировавшейся континентальной коры.

Представителем формации существенно мантийного происхождения могут быть траппы салминской свиты (изохрона XI). Близка к ней по положению и изохрона X, характеризующая материал первичной вулканогенно-осадочной коры архея. Значительный интерес представляют данные по изотопному составу свинца базальто-липаритовой и щелочно-базальтовой формаций (изохроны VII и VIII), позволяющие трактовать их в качестве продукта эволюции мантийных расплавов в орогенную (постинверсионную) эпоху.

Промежуточное положение изохрон V и VI может свидетельствовать о гибридном составе вулканитов, выполняющих безынверсионные геосинклинали типа Онежского и Имандра-Варзугского прогибов. Эволюция изотопного состава свинца (изохроны V и VI) соответствует антидромному развитию вулканизма и все возрастающей роли мантийных источников в процессе формирования прогибов этого типа, что уже рассматривалось нами ранее при анализе глубинного строения региона [181].

Пытаясь сопоставить изотопный состав рудных свинцов с результатами расчета ТСС, мы, вслед за Б. Дое, использовали кривые накопления (рис. 58), что дало возможность интерпретировать и часть «аномальных» свинцов, заимствованных нами из статьи А. П. Виноградова и др. [47]. Нетрудно увидеть, что значения изотопного состава свинца кобальтоносных меди-

стых сланцев, проявлений типа медистых песчаников и медно-сульфидных жил, локализованных в осадочно-вулканогенных формациях безынверсионных геосинклиналей, образуют кривую, расположенную ниже кривой накопления колчеданных руд в геосинклинальных прогибах, подтверждая, таким образом, их изначально менее радиогенный и менее дифференцированный («мантийный») источник. К сожалению, экспериментальные трудности по извлечению микроколичеств свинца из руд, представленных самородной медью, не позволили получить для них надежных данных, однако их тесная связь с пикрито-базальтовой формацией (суйсарская свита) уже обсуждалась нами и также свидетельствует об их мантийном источнике.

На карельском материале можно, таким образом, прийти к заключению о коровом происхождении колчеданных руд и сопровождающих их вулканитов и о существенно мантийном источнике медно-эпидотового оруденения (металлоносных лав) и вкрапленных сульфидных руд «телетермального» типа. С достаточным основанием можно полагать, что для первых двух групп месторождений — колчеданных и медно-эпидотовых — оно окажется справедливым и в других регионах, однако для третьей группы этот вывод еще далеко не может претендовать на универсальность. Правда, систематическое изучение большого числа данных по стратиформным залежам свинцово-цинковых руд в сланцевых и карбонатных формациях привело Д. Стэнтона и Р. Рассела [478], а затем Р. Кэннона и др. [371] к заключению о типичности для этого же типа оруденения однородного состава свинца, свидетельствующего о глубинном, вероятно мантийном, источнике. На этом основании указанные авторы предлагают даже применять изотопно-свинцовые данные в качестве критерия прогнозирования крупных полиметаллических месторождений, утверждая, что аномальные свинцы более характерны для непромышленного оруденения, сопровождающего радиоактивную минерализацию.

Перечисленные выше особенности «телетермальных» руд, образующих крупнейшие скопления полиметаллов, позволяют считать такой вывод преждевременным. В целом ряде случаев, в особенности при переходе к полиметаллически-флюоритовым залежам с их повышенной радиоактивностью, мы вправе ожидать и большего количества радиогенных свинцов, что и видно, например, в рудном районе Миссисипи—Миссури. Дальнейшее обобщение изотопно-свинцовых данных позволит, вероятно, не только с большей точностью наметить характерные формационные типы в этой сложной группе месторождений, но и четко отделить из нее те, для которых связь с вулканизмом и соответствующие критерии прогнозирования окажутся определяющими.

## Месторождения сурьмы и ртути

Вулканогенные месторождения ртути, образованные в особых условиях близ поверхности, в существенно окислительной обстановке при высоком потенциале кислорода, отличаются некоторыми особенностями минерального состава руд и окколорудных гидротермальных изменений вмещающих пород.

*В. А. Кузнецов, 1974 г.*

...В природе существуют высокие концентрации ртути, связанные с осадочными и вулканогенно-осадочными толщами самого различного геологического возраста, включая и древние, в которых этот металл имеет исходную сингенетическую природу.

*В. М. Попов, 1970 г.*

Месторождениям сурьмы и ртути до последнего времени приписывалось чаще всего эндогенное происхождение, обычно с мантийным источником рудного вещества [315], реже — осадочный генезис, как правило, оспариваемый. Накопление сурьмы и ртути в ходе вулканогенно-осадочного литогенеза не вошло еще в сводные работы по этому вопросу [95, 216], хотя основания для этого, как показано, например, В. А. Кузнецовым [153], достаточно убедительны. По оценке В. И. Бергера и др. [18] около 40% запасов промышленных месторождений ртути и 30% месторождений сурьмы в СССР и за рубежом приурочены к зонам полифациального субаэрального вулканизма.

В термальных источниках активных вулканических областей киноварь, по данным Д. Уайта [73], так же как антимонит, аурипигмент и реальгар, отмечается обычно в приповерхностной зоне (от поверхности до 30—90 м). В ассоциации с опалом она отмечена как в источниках со сравнительно высокими температурами (Стимбот-Спрингс в Неваде), так и в низкотемпературных (Салфер-Бэнк в Калифорнии). Н. Х. Айдинян и Н. А. Озерова наметили для Камчатки и Курильских островов зависимость содержания ртути в конденсатах от температуры фумарол, понижающегося в 6 раз при падении температуры от 270—220 до 90—100°С. Ими же установлен эндогенный характер ртутной минерализации, не обнаруживающей какой-либо приуроченности к лавам и пирокластам определенного петрографического состава, иначе говоря, характеризующей общую зараженность магматического очага, «...все производные которого — основные и кислые — будут обогащены ртутью» [3]. Лавы вулканов о. Парамушир и других участков Восточно-Камчатской зоны содержат примерно в 2 раза больше ртути по от-

ношению, например, к Центральнокамчатской зоне, где это содержание близко к кларковому (по данным более 300 проб).

Экспериментальные данные по температуре образования ртутных руд [176], основанные главным образом на определении температур гомогенизации первично жидких включений, показывают интервал 220—50° С, что соответствует условиям выхода на поверхность паро-газовых струй при поствулканических гидротермальных процессах. Из двух основных ртутьсодержащих минералов киноварь отлагается главным образом из щелочных растворов, тогда как метациннабарит из кислых. Широкое его распространение на ряде месторождений легко объясняется с точки зрения гипотезы вулканогенно-осадочного рудообразования как результат смешения щелочных вулканических гидротерм с кислородсодержащими вадозными водами.

Ярким примером современного вулканогенно-осадочного образования ртутно-сурьмяных руд является процесс, зафиксированный С. И. Набоко и др. [54] в Узонско-Гейзерной тектоно-вулканической депрессии на Восточной Камчатке. Депрессия (рис. 59) сложена верхнеплиоценовыми-нижнечетвертичными вулканогенными толщами, на которые аккумулятивно насажены более молодые вулканы. В строении депрессии четко выделяются 3 комплекса: 1) докальдерный, сложенный в северо-западной части структуры базальтами, а в юго-восточной части — вулканитами кислого состава; 2) главной кальдерообразующей фазы — игнимбритовые покровы и кислые экстрוזии в обрамлении депрессии; 3) посткальдерный, представленный главным образом озерно-пирокластическими отложениями и в меньшей степени экстрозивными и пемзовыми куполами кислого состава и базальтовыми вулканитами. Ртутно-сурьмяные концентрации связаны с действующими термальными источниками и ассоциируют с озерно-пирокластическими образованиями. Главной особенностью рудовмещающих вулканогенных образований является контрастность их состава (базальты и липариты), что, по данным Э. Н. Эрлиха, отличает вулканизм районов раннеорогенной фазы развития (Камчатка) от островных дуг курильского типа с их преобладающим андезитовым вулканизмом. Представление о характере оруденения и условиях его залегания дает обобщенный разрез 9 неглубоких (7,5 м) скважин, пройденных на Центральном термальном поле близ источников горячих хлоридно-натриевых вод (сверху вниз):

1) покровные образования — щебень, покрытый серой опаловой коркой в несколько миллиметров толщиной;

2) темно-серый ил мощностью 5—6 см, сменяющийся травяно-зеленым земляным пропластком скородита (2 см), а затем — прослой аурипигмента с примесью серы (3—4 см);

3) рудный прослой — гравийно-песчаные отложения, с натеками опала на обломках, цементированных призматическим реальгаром с примесью киновари и игольчатым либо земляным антимонитом, преобладающим в подошве прослоя и придающим ему черный, сажистый цвет и облик (10—12 см);

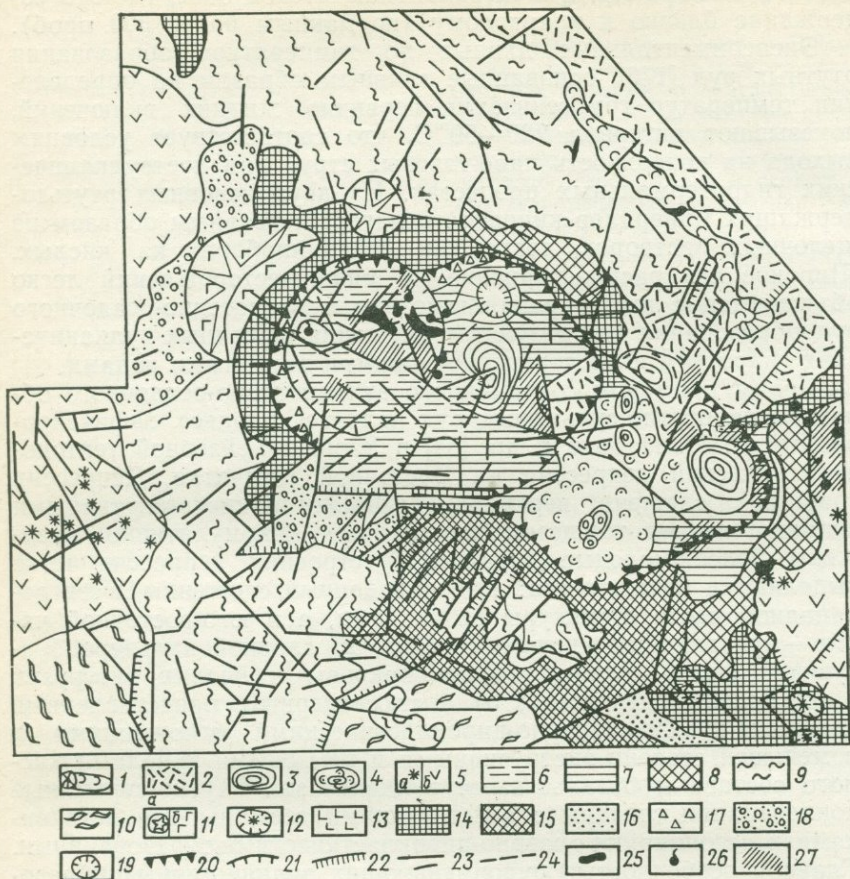


Рис. 59. Схематическая геологическая карта Узонско-Гейзерной депрессии.  
По О. А. Брайцевой и другим, 1974 г.

1—7 — образования посткальдерного комплекса: 1 — базальтовые шлаковые конуса и их лавовые потоки, 2 — пемзовые покровы, 3 — пемзовые купола, 4 — дацитовые и липаритовые экструзивные купола и их лавовые потоки, 5 — мелкие лавовые вулканы андезитового состава (а) и поля связанных с ними лавовых потоков (б), 6 — слоистые туфы — отложения третьего озера, 7 — слоистые туфы — отложения первого и второго озер; 8—10 — образования этапа формирования кальдеры: 8 — дацитовые и липаритовые экструзии и их лавовые потоки, 9 — игнимбритовые покровы, связанные с Узонско-Гейзерной депрессией, 10 — игнимбритовые покровы, связанные с Семьячинской депрессией; 11—17 — образования докальдерного комплекса: 11 — базальтовые стратовулканы (а — сохранившиеся, б — разрушенные), 12 — базальтовые шлаковые и лавовые конуса, 13 — базальтовые покровы, 14 — туфогенно-лавовые толщи базальтового состава, 15 — туфогенно-лавовые толщи преимущественно дацитового состава, 16 — песчано-галечные аллювиальные отложения, 17 — щебнисто-глыбовые делювиально-пролювиальные и обвалью-осыпные отложения; 18 — морена II фазы позднеплейстоценового оледенения; 19 — взрывная воронка маара; 20 — кольцевой сброс обрамления депрессии; 21 — сброс обрамления эксплозивной коронки; 22 — сбросы и сбросо-сдвиги; 23 — тектонические трещины без видимых смещений; 24 — разломы, нанесенные по геофизическим данным; 25 — термальные поля, участки современной интенсивной рудообразующей гидротермальной деятельности; 26 — группы термальных источников и отдельные источники; 27 — зоны гидротермально измененных пород.

- 4) глинистый прослой (5—6 см);
- 5) окремненный гравий (8—10 см);
- 6) далее до глубины 7,5 м — чередование гравийного и глинистого материала.

По всему разрезу отмечаются кристаллические и микрозернистые новообразования реальгара, киновари, антимонита, пирита, марказита, арсенопирита, халькопирита, сфалерита, галенита, халькозина, бравоита, висмутина, борнита, пентландита, золота и серебра. Из нерудных присутствуют кальцит, гипс, опал, барит, алунит, цеолиты, монтмориллонит, глауконит, хлорит. Содержания ртути в рудном горизонте достигают 0,67%, сурьмы — 0,99%, мышьяка до 10—35% [54]. Местами прослеживается вертикальная зональность, выражающаяся в смене с глубиной скородита аурипигментом, а реальгара антимонитом. Опализация, алунитизация и каолинитизация уже на небольшой глубине (2—3 см) сменяются интенсивной монтмориллонитизацией с развитием цеолитов и небольших количеств кварца. Наиболее интенсивное гидротермальное изменение пород фиксируется вдоль разломов. Глинистые прослои всегда пропитаны тонкодисперсными и точечными выделениями рудных минералов, особенно пирита, и содержат органическое вещество. Зеленые, нефритового цвета выделения нефти сопровождают отложения рудной минерализации во всех трех формах: тонкодисперсной, порошковатой и кристаллической.

Мощность рудных прослоев отчетливо зависит от интенсивности циркуляции растворов и уменьшается в направлении от источников, так что формирование «рудного горизонта» мощностью около 0,3—0,5 м происходит за счет слияния рудных линз на термальных площадках и в озерных водоемах с многочисленными мелкими выходами глубинных вод.

Примером участия ртути в осадочно-вулканогенном рудообразовании может также служить отложение киновари и метациннабарита на вулкане Менделеева (Курильские острова), выявленное Ю. Л. Неверовым и изученное Н. А. Озеровой и М. Г. Добровольской [206]. Ртутное оруденение локализовано в пределах действующих сольфатарных полей, возникших вслед за экструзией дацитовой магмы. Вмещающие (и подстилающие) оруденение андезитовые туфобрекчии метасоматические переработаны и превращены в опалиты с алунитом, самородной серой, марказитом и пиритом, причем марказит слагает залежи массивных колчеданных руд, а пирит большей частью встречается в виде вкрапленности в обломках и связующей массе, сопровождаемый сульфидами ртути, сфалеритом, ковеллином, халькозином, антимонитом, самородной медью и золотом.

Помимо метаморфических колчеданных линз Л. М. Лебедевым [156] выявлены также карманообразные залежи типа «грязевых котлов», отложенные гидротермально-осадочным

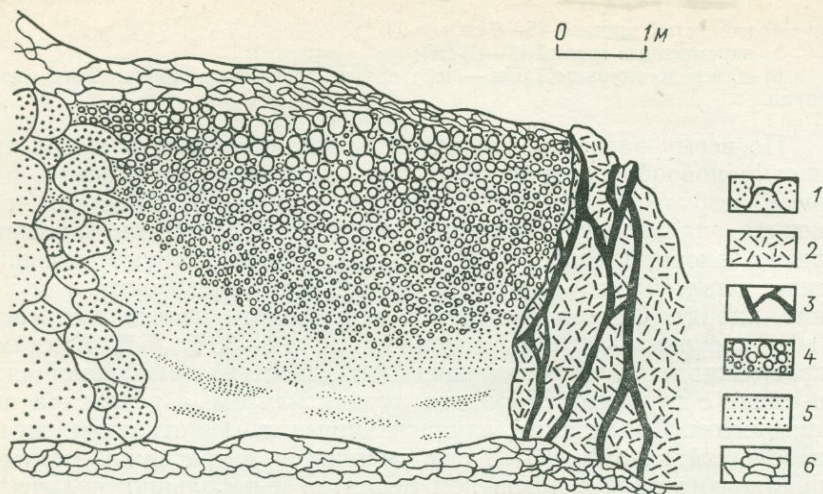


Рис. 60. Зарисовка строения котла, выполненного кремнисто-колчеданным ртутносным осадком. По Л. М. Лебедеву, 1970 г.

1 — пористые опалиты, замещающие пиритизированные вулканокласты; 2 — плотные кремнистые породы; 3 — сольфатарные каналы, выполненные самородной серой; 4 — опаловые оолиты; 5 — сажистые дисульфиды железа, с вкрапленностью и прожилками рыхлых агрегатов сульфидов ртути; 6 — осыпь. Не заштрихованы отложения рыхлого диатомовидного опала.

путем, с той же минеральной ассоциацией (рис. 60). Для киновари и метациннабарита характерны приуроченность к участкам (до  $20 \times 30 \text{ см}^2$ ) пористых опализированных пород среди колчеданных залежей в виде густой вкрапленности и друзовых сростаний, а также присутствие в опалитах тонкозернистых красных налетов. На выходах сольфатар отложение киновари отмечается и в настоящее время из слабоминерализованных и слабоконцентрированных паро-газовых струй с нейтральной и кислой реакцией, а также на выходе фумарол совместно с серой и дисульфидами железа.

Современное образование ртутных и сурьмяных вулканогенно-осадочных руд — явление редкое. Не менее редким является, вероятно, и захоронение хемогенно-осадочных руд этих элементов. Как правило, даже в самых молодых кайнозойских толщах мы сталкиваемся с гидротермально-инфильтрационными («телетермальными») вкрапленными рудами. Так, на одном из самых продуктивных ртутных рудников США Салфер-Бэнк, где, по данным Д. Уайта [311], на 1967 г. добыто уже 4,7 тыс. т ртути, несмотря на явную связь оруденения с ныне действующими горячими источниками вулканического происхождения и малый вертикальный размах оруденения (300 футов от поверхности, т. е. около 75 м), оруденелыми являются не только современные андезито-базальты, но и подстилающие их

плейстоценовые озерные отложения, а также мезозойские граувакки и сланцы.

На связь с вулканизмом определенно указывает преимущественная приуроченность ряда ртутных и сурьмяных месторождений к силикатным пирокластическим и туффитовым образованиям даже при наличии в пределах рудных полей карбонатных пород, являющихся благоприятной средой для рудоотложения. В эоценовых вулканогенно-осадочных отложениях локализованы сурьмяные месторождения Армении (Азатекское и др.). К миоценовым дацитам и туфогенно-осадочным образованиям приурочены месторождения ртути в Мексике, Чили, Перу (Уанковелика и др.). Рудопроявления ртути западной зоны о. Сахалин [39], возникшие гидротермально-инфильтрационным путем, локализованы в неогеновых субмаринных вулканитах основного и среднего состава. Там же известно рудопроявление ртути, приуроченное ко вторичному грязевому вулкану, одному из характерных образований сферы вулканогенно-осадочного литогенеза. Весьма характерно наличие типичных для гидротермально-сульфатарных полей широких площадей измененных (аргиллизированных, опализированных), пород, сопровождающих ртутное оруденение, что хорошо изучено, например, на Береговском, Оленевском (Молдавия), Бая-Марском (Румыния) и других барито-полиметаллических и ртутных месторождениях Карпат [317].

Симптоматично наличие в некоторых рудных районах сочетания жильных гидротермальных и пластовых гидротермально-инфильтрационных руд одного возраста, как это выявлено, например, в рудном поле Опелайт на границе штатов Орегон и Невада (США). В бортовой части вулканотектонического грабена Мак-Дермитт-Крик, выполненного вулканистами и озерно-туфовыми отложениями неогена (рис. 61), известны три месторождения, образующих непрерывный ряд от прожилково-вкрапленных руд месторождения Кордеро в брекчированных риолит-порфирах через месторождение Бретц, где сочетаются руды обоих типов, до месторождения Опелайт, представленного пластовыми рудами киновари в силицифизированных озерных осадках.

Озерные отложения представляют собой хорошо отсортированные туфы и глинистые сланцы туфогенного характера, иногда обогащенные карбонатным материалом, с прослоями песчаников и конгломератов. Околорудные изменения на всех трех рудниках однотипны (каолинизация, окремнение, в вулканитах также алунитизация). Вертикальный размах оруденения установлен, к сожалению, только для гидротермальных руд и составляет около 120 м (от 60 до 180 м), причем «экранирована» рудная зона *снизу* — глиной трения по пологим поверхностям скольжения, а околорудная аргиллизация обычно быстрее затухает в всячем боку рудоносных зон трещиноватости,

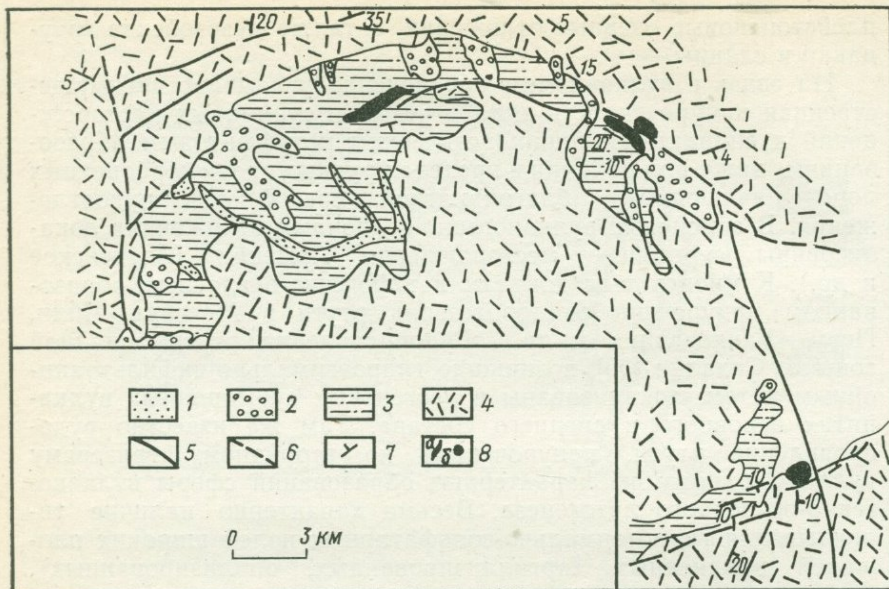


Рис. 61. Схема геологического строения рудного района Опелайт. По Э. Л. Фиску, 1968 г.

1 — современные аллювиальные и делювиальные отложения; 2 — древнечетвертичный аллювий; 3—4 — миоценовые породы: 3 — озерные осадки и туфы, 4 — нерасчлененные вулканические породы; 5—6 — разломы: 5 — установленные, 6 — предполагаемые; 7 — элементы залегания; 8 — месторождения; а — стратиформные залежи в озерных осадках, б — зоны прожилково-вкрапленного оруденения.

что может свидетельствовать о боковом движении растворов. Опализация также не распространяется на глубину, охватывая интервал около 35 м и исчезая на более глубоких горизонтах. Руды представлены главным образом киноварью. Кроме нее встречаются марказит, барит и очень редко самородная ртуть. На месторождении Бретц распространены реальгар и аурипигмент, отлагавшиеся ранее киновари. Время отложения рудных минералов фиксировано внедрением более поздней дайки рибекитовых риолитов и генетически связанными с ней покровами того же состава, излившимися после формирования оруденения и им не затронутыми. Отработка перечисленных месторождений велась в течение 40 лет и дала около 110 тыс. бутылей (около 4 тыс. т) ртути.

Э. Л. Фиск, данные которого [256] использованы для нашего описания, полагает, что перспективы рудного поля не исчерпаны, однако в соответствии с традициями рекомендует лишь бурение риолитов, тогда как большие по масштабам и выдержанные по характеру рудные тела, как нам представляется, вероятно, можно выявить в озерных туфогенных отложениях.

В более древних осадочно-вулканогенных образованиях ртуть выявлена в Средней Азии (яшская свита нижнего девона, Южная Фергана), где в яшмах, кремнистых сланцах и других силицилитах отмечаются повышенные содержания ртути ( $1,9 \cdot 10^{-3}\%$ ) при кларке порядка  $5 \cdot 10^{-6}\%$ , а также вкрапленность киновари совместно с пиритом и марказитом. Резко повышенным кларком ртути характеризуются и вмещающие вулканы ( $5 \cdot 10^{-4}\%$ ).

Судя по данным новейших исследований [355, 466], достаточно тесная связь с вулканизмом выявлена для руд самого богатого в мире месторождения ртути Альмаден (Испания), залегающего в силурийской вулканогенно-осадочной толще, сложенной кварцитами, песчаниками и сланцами с потоками и силами базальтов. Рудные тела представлены вкрапленностью киновари, пирита и реже самородной ртути в кварцитах, причем наиболее богатые рудные зоны мощностью 1—3 м приурочены к центральным частям трех пластов кварцитов (рис. 62), разделенных безрудными горизонтами песчаников и сланцев. Последние на глубине выклиниваются и три рудоносных пласта сближаются, несколько уменьшаясь в мощности. По простиранию рудная зона прослежена на 20 км. Разработка ведется в центральной части зоны, где содержание ртути в рудах составляет в среднем около 6%.

Отложению киновари и сопровождающих ее цеолитов (натролит), барита и карбонатов (кальцит, доломит) предшествовали окварцевание, пиритизация и серицитизация. Связь с вулканизмом подчеркивается постоянной ассоциацией оруденения с «монашеским камнем» (*pedra freilesca*), который считался милонитизированным кварцитом, пока детали петрологические наблюдения С. Альмелы и Т. Фебреля не установили, что это базальтовый туф, отвечающий по составу лавовым потокам и тесно с ним связанный. Возраст оруденения, к сожалению, остается неясным. Если базальтовые лавы и «монашеский камень», как полагают некоторые исследователи, синхронны интрузиям диабазов и кварцевых порфиров, прорывающих рудовмещающие толщи в окрестностях месторождения, то он может оказаться и кайнозойским. Существенный вклад в решение этого вопроса вносят детали исследования структур руд, проведенные Ф. Саупе [466]. По его наблюдениям, зерна киновари находятся в обломках кварца, располагаясь между ядром обломка и его вторичной (диагенетической) кремнистой оторочкой, что может свидетельствовать о более древнем возрасте киновари, чем процесс цементации осадков. На этом основании Ф. Саупе считает доказанной приуроченность оруденения в пространстве и времени к вулканогенным породам силура и предполагает их генетическую связь. Однако во всех случаях пластовая форма рудных тел, близповерхностный характер рудоотложения и связь с вулканизмом позволяют полагать пра-

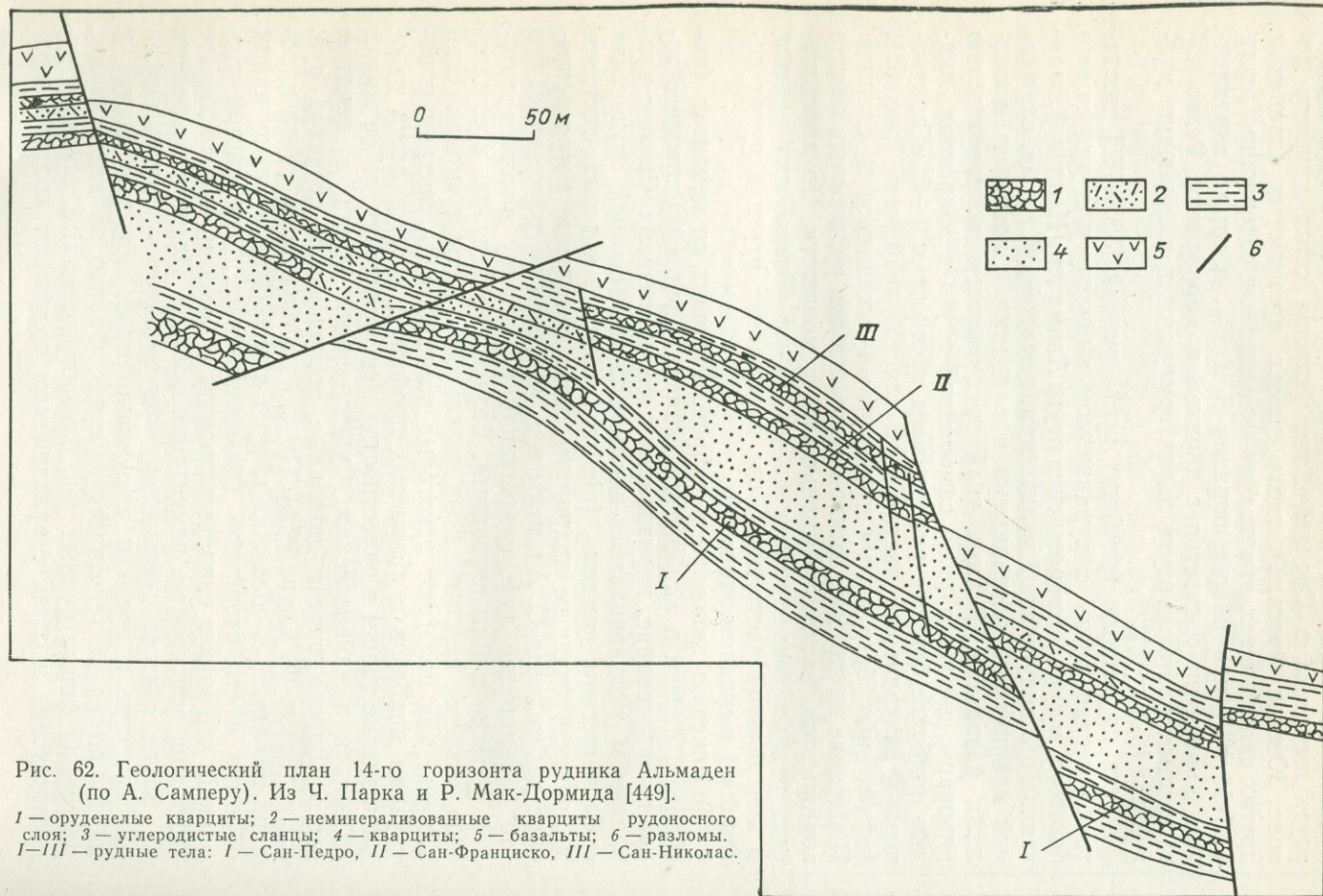


Рис. 62. Геологический план 14-го горизонта рудника Альмаден (по А. Самперу). Из Ч. Парка и Р. Мак-Дормида [449].

1 — оруденелые кварциты; 2 — неминерализованные кварциты рудоносного слоя; 3 — углеродистые сланцы; 4 — кварциты; 5 — базальты; 6 — разломы.  
I—III — рудные тела: I — Сан-Педро, II — Сан-Франциско, III — Сан-Николас.

вильность отнесения гидротермально-инфильтрационных залежей месторождения Альмаден к вулканогенно-осадочным образованиям. Из добытых на месторождении руд за весь период его эксплуатации (с XVI в.) извлечено уже около 240 тыс. т ртуты. Примерно столько же, по ориентировочной оценке, еще осталось в недрах.

А. Маухер [434] выделяет целый пояс изученных им стратиформных сурьмяно-ртутных вольфрамсодержащих месторождений, локализованных в раннегеосинклинальных ордовикско-силурийских вулканогенно-осадочных толщах Юго-Восточной Европы и Средиземноморья (Сардиния, Греция, Турция), к которому, по его мнению, относится и Альмаден, а также ряд месторождений Португалии (район Луоро), Корсики и др. Главным доказательством связи месторождений с позднесилурийским вулканизмом и их «экструзивно-осадочного» (по его терминологии) генезиса А. Маухер считает совместную деформацию руд и вмещающих пород в каледонскую и герцинскую эпохи орогенеза с регенерацией рудного вещества и образованием маломощных жил по  $Q$ -трещинам в процессе складкообразования.

Интересные примеры ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений Турции и о. Хиос, локализованных в вулканогенно-осадочных формациях ордовика — силура, перми и неогена, изучил один из учеников А. Маухера — Р. Хёлль [409]. Из них стратиформные и субстратиформные месторождения (Эгленце-Эскикёй, Балтали, Карагаач, Цебраил, Доглат и многие другие) локализованы непосредственно в неогеновых вулканогенных толщах андезито-дацитового состава (исключение составляет рудопоявление Сандикёй, залегающее в виде пласта среди озерных туффитовых осадков, синхронных третичным вулканитам) и весьма сходны с месторождениями Советского Закарпатья. Они сложены вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами, сопровождаемыми широкими полями опализации и в меньшей степени баритизации. Месторождения Чичекли-Тепе и Чичекли-Каязи-Тепе представлены обильной вкрапленностью в связующей массе автомагматических брекчий и возникли эксгаляционным путем. Для подтверждения непосредственной связи с вулканизмом этих поверхностных и близповерхностных рудных залежей большое значение имеют наблюдения на рудопоявлении Кестанелик-Тепе, где установлена регулярная микровкрапленность киновари во флюидальной текстуре вулканических стекол.

Р. Хёлль, вслед за А. Маухером, предполагает вулканогенно-осадочный генезис и для стратиформных месторождений в отложениях ордовика — силура и перми, вмещающие породы которых можно, судя по описанию, отнести к отдаленным вулканогенно-кремнистым формациям по Н. С. Шатскому. В ордовикско-силурийских толщах Р. Хёллем изучено 13 месторожде-

ний и рудопоявлений ртути и сурьмы. Для четырех из них (Карарайс, Калецик, Керамос и Алашехир), как полагает автор, достоверно может быть доказана «пространственная и генетическая связь с одновозрастным подводным вулканизмом».

Месторождение Карарайс — пласт тонковкрапленных киноварных руд мощностью до 5 м, прослеженный на 400 м. Вмещающие оруденение (в среднем 2% Hg) породы представлены графитистыми и битуминозными глинистыми сланцами, прослоями карбонатных пород и известковисто-кремнистых сланцев с желваками и линзами кварца. Рудный горизонт полностью конкордантен породам среднего силура и вместе с ними составляет северо-восточное крыло мульды, погружающейся на юго-восток. В этом направлении, как и на юго-запад, рудная залежь расщепляется на линзы дециметровой мощности и постепенно сменяется спорадической вкрапленностью киновари. Кроме нее в рудах постоянно присутствует и марказит, редко отмечаются арсенопирит и халькопирит. Возраст оруденения на месторождении Карарайс фиксирован особенно четко (рис. 63). В естественных обнажениях (район юго-восточной штольни), а также в горных выработках можно проследить дискордантное налегание безрудных отложений верхнего силура на рудоносных слоях средней части силура, что убедительно подтверждает одновременное отложение вмещающих пород и ртутного оруденения.

Связь киноварной минерализации с вмещающими туффитами и туфами более полно выражена на месторождении Калецик (Карабурун), где среди рудных минералов помимо киновари установлены также метациннабарит, пирит, марказит, арсенопирит, ваезит и смешанный агрегат ваезита и ульманита. Киноварь, связанная с пиритом, встречается в битуминозных прослоях миллиметровой мощности. Туффитовая основная масса состоит из кварца мостовой структуры, запыленного мельчайшими зернами (от 0,001 до 0,01 мм) пирита и марказита. Тонкая ритмичная слоистость образована за счет прослоев более крупных зерен сульфидов и битуминозного вещества. Межгранулярное пространство заполнено серицитом. Помимо немногочисленных обломков пород и редкого халцедона часто встречаются остроугольные и овальные обломки кварца. В рудоносном осадке отчетливо видны парадиагенетические нарушения: складки оползания, скопления осадка, разрывы и смещение отдельных слоев, а также синседиментационные брекчии, перекрытые ненарушенными тонкими слоями. В более молодых трещинах и разрывах отмечается переотложение киновари в интервале до одного метра. Р. Хёлль полагает, что прослой силицилитов и кремнистых туфов в рудной пачке представляют собой «кислые вулканические дифференциаты, извергнутые в подводных условиях», а присутствие в них металлов «объясняется действием эксгалций в морской среде», т. е. по более

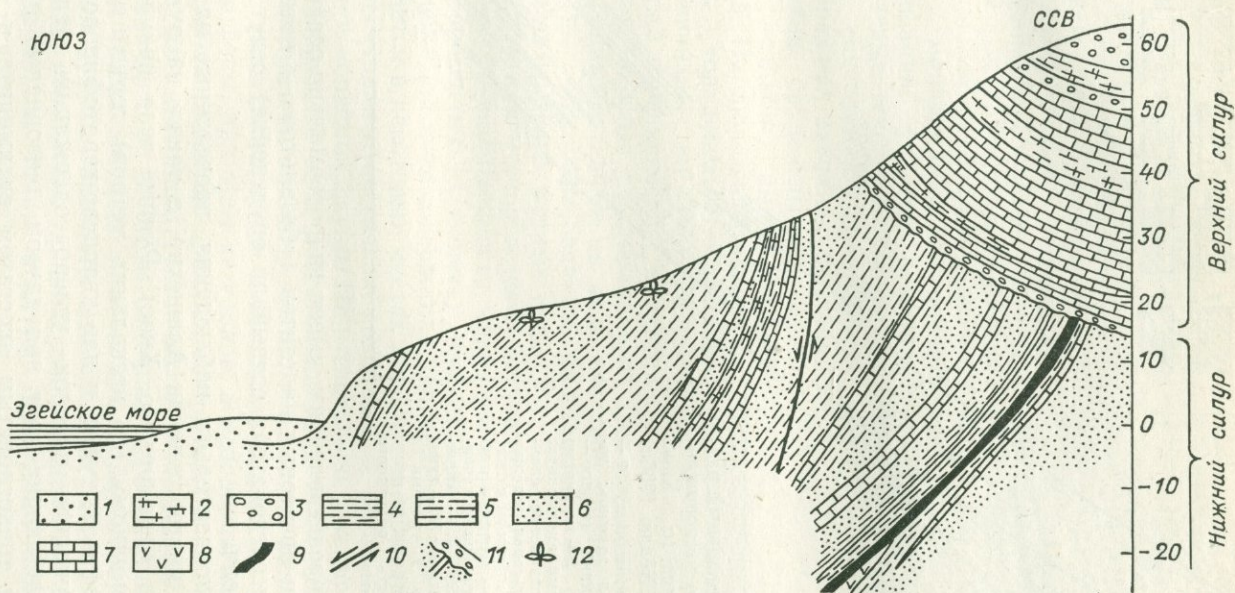
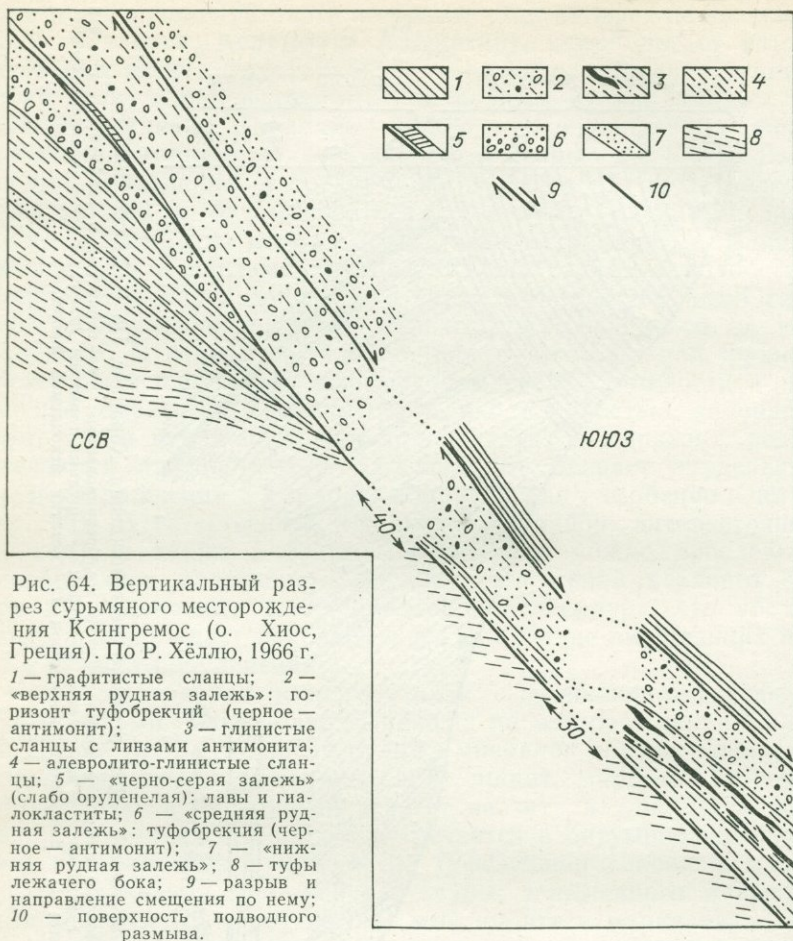


Рис. 63. Разрез север-северо-восточной части ртутного месторождения Карарайс. По Р. Хёллю, 1966 г.

1 — современные пляжевые пески; 2 — кремнистые сланцы и кремни; 3 — то же, брекчированные; 4 — глинистые и графитистые сланцы; 5 — глинистые алеволиты; 6 — песчаники и грауваки; 7 — известняки; 8 — туфы; 9 — рудный горизонт; 10 — разлом и направление смещения вдоль него; 11 — поверхность несогласия; 12 — остатки ископаемой флоры.

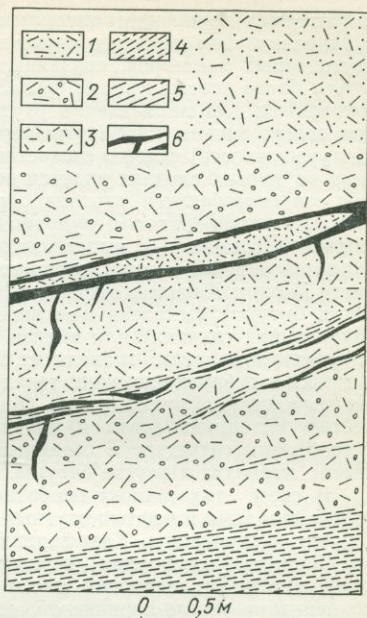


современным представлениям имеет гидротермально-осадочный генезис. Дайки авгитовых андезитов («базальтов», с которыми предыдущие исследователи связывали оруденение) секут слоистые рудные тела.

Не менее показательны наблюдения, проведенные на сурьмяно-ртутном месторождении Алашехир, а также на рудопроявлениях близ Керамоса (о. Хиос). Рудные тела приурочены здесь к маломощному (до нескольких метров) горизонту субмаринных туффитов, туфов и лав кварцево-кератофирового состава, содержащих прослой углеродсодержащих сланцев (рис. 64). Залегающие друг над другом линзовидные рудные тела сложены тонкослоистым агрегатом антимонита и «сурьмяных охр», пирита, марказита, арсенипирита, киновари, реже халькопирита и ковеллина и образуют переходы во вмещающие

Рис. 65. Вертикальный разрез антимонитовых залежей к югу от Алашехира. По Р. Хёллю, 1966 г.

1—2 — литокластические туфы: 1 — мелкообломочные, 2 — лапиллиевые; 3 — витрокластические туфы; 4 — каолинизированные туфы; 5 — слои с повышенным содержанием графита и битумов; 6 — антимонит, частью преобразованный в сурьмяные охры.



туффиты либо отделены резкой стратиграфической и фациальной границей. По слоистости рудные линзы выклиниваются. Несмотря на сильную склонность антимонита к мобилизации и перекристаллизации, удается отметить оползневые текстуры рудоносных пород, синседиментационные рудные брекчии, заполнение трещин усыхания оруденелым туфогенным осадком вышележащего слоя. Наблюдалась также текстура «оруденелых брекчий» («ежевичная» по Р. Хёллю), а также органические остатки в рудах, сходные с радиоляриями. Под согласными со слоистостью рудными телами на ряде участков наблюдаются секущие тела (рис. 65), образованные, по-видимому, за счет переотложения из основных рудных тел.

На ртутном месторождении Мударли отмечается четкая приуроченность вкрапленности киновари к песчаным прослоям среди орогенных (банковых) известняков. Незначительное покраснение (за счет содержания тонкорассеянной киновари) наблюдается в некоторых местах лишь в перекрывающих рудоносные песчаники известняках, содержащих богатый комплекс остатков ископаемой фауны. Примечательно, что кораллы, мшанки и криноидеи из этих известняков представлены нормальными полноразвитыми индивидуумами, в то время как внутри оруденелых песчаников линзы известняков содержат остатки только малых форм, при этом не уродов, а *недоразвитых, эмбриональных стадий развития организмов*, размером менее 1 мм. Изучение их позволило установить, что кроме известкового шлама скелетные пустоты содержат микровкрапленность киновари (0,005 мм), не встречаемую более в подобных зернах в самом рудном горизонте. Это изящное наблюдение позволяет полагать, что именно привнос рудного вещества замедлил рост организмов, и, таким образом, предельно конкретизировать время рудоотложения.

Понятно, что роль поствулканических гидротерм особенно трудно поддается оценке при изучении стратиформных месторождений ртути, возникших

гидротермально-инфильтрационным путем в отдалении от центров активного вулканизма. Тем не менее изучение этой роли и возможных путей миграции ртутоносных растворов, связанных с отдаленным вулканизмом, может оказаться более перспективным, нежели обычно практикуемые поиски пород, благоприятных для локализации ртутного оруденения. Так, например, повышенное содержание в карбонатно-терригенных толщах органического вещества (битуминозность) обычно считается положительным поисковым признаком. Однако во многих случаях удается показать, что битумы являются не чем иным, как сопровождающей ртутное оруденение минерализацией. На вулканогенном метациннабаритовом рудопоявлении Бирюза (о. Сахалин) битумы отмечаются в совместных выделениях вместе с жильным кварцем. Эндогенный характер битуминозности, сопровождающей ртутное оруденение в центральной части Малого Кавказа, отмечают М. А. Кашкай и Т. Н. Насибов [136]. Локализация битумов выявлена ими непосредственно в «ртутоносных зонах (в преобладающих случаях) или вблизи них... в различных верхнемеловых породах (туфоконгломератах, гравелитах, порфиритах, известняках и пр.)», а также в субвулканических телах неогеновых андезитов-дацитов [136, с. 1133]. На Вышковском рудном поле (Карпаты) в рудах, представленных вкрапленностью метациннабарита и киновари в аргиллизированных андезитах [317], установлены гатчеттит и соединения типа «капельных нефтей», а также керссит, карпатит и другие битумы.

В свете этих данных особенно интересной представляется насыщенность углеводородами и нефтью ртутных и сурьмяно-ртутных руд и выносящих ртуть горячих источников в Калифорнии и Неваде. На руднике Аббот (район Уилбер-Спрингс, Калифорния) верхние горизонты представлены «пенистыми» рудами, в которых основная масса сложена сферическими зернами опала, наполненными светло-коричневой нефтью, содержащей пузырьки газа. Вместе с нефтью внутри опаловых сфероидов встречается и киноварь. Тесная связь с битуминозным веществом характерна и для ртутных руд месторождений группы ручья Салфер (Сентрал-Эмпайр, Уайд-Эвэйк и Манзанита), где в рудах постоянно отмечается также самородная сера, а на месторождении Манзанита — и самородное золото.

Приведенные данные о вулканогенно-осадочном накоплении сурьмяно-ртутных руд, разумеется, не оспаривают наличия специфических поясов, приуроченных к структурам типа линеаментов, в зонах которых отмечается многократно повторяемые эпохи рудонакопления сурьмы и ртути. В ряде случаев магматические очаги, питающие вулканы, заимствуют ртуть именно из глубинных источников, благодаря чему ртутные пояса как бы «просвечивают» сквозь толщи молодых вулканитов, пересекая сложенные ими структуры. Однако эти источники, судя по обычному присутствию киновари и антимонита в рудных парагенезисах колчеданно-полиметаллических месторождений, нельзя признать единственными. Более того, наблюдения в современных вулканических областях свидетельствуют о наличии устойчивых взаимосвязей между колчеданно-полиметаллической и сурьмяно-ртутной минерализацией, из которых первая часто сменяет последнюю на глубине. В качестве примера можно привести геотермальное поле Таупо в Новой Зеландии [368], где около выходов термальных вод отлагаются сульфиды сурьмы и ртути, а на глубинах 120—850 м вскрыты пропициты с халькопирито-галенито-сфалеритовыми рудами.

На совмещение сурьмяно-ртутного оруденения (ртутной опалитовой формации) вулканических областей с эпитермальным

золото-серебряным, самородносерным, мышьяковым, свинцово-цинковым и другими типами оруденения указывает и В. А. Кузнецов [153].

Надо полагать, что роль вулканогенно-осадочных месторождений ртути, а частью, возможно, и сопровождающей ее сурьмы значительно шире, чем это обычно полагают. Не случайно П. В. Бабкин [6] при оценке ртутоносности Северо-Востока СССР подчеркивает, что «... более всего нуждаются в дополнительном изучении ртутоносности зоны районов активной вулканической деятельности; на отдельных участках уже сейчас могут быть организованы детальные геологические исследования на ртуть». Для вулканогенно-осадочных месторождений, удаленных от древних центров вулканической деятельности, нам уже приходилось отмечать их закономерное положение в латеральном ряду разновозрастных рудных формаций [196].

### Месторождения серы, боратов и стронция

В месторождениях самородной серы можно различать довольно резко два типа ее нахождения — сера ювенильная или фреатическая, связанная с вулканическими извержениями, и, во-вторых, сера вадозная, образующаяся в коре выветривания, в биосфере.

*В. И. Вернадский, 1934 г.*

Месторождения серы, боратов и стронция формируются в областях субаэрального вулканизма (на континентах и островных дугах) в поздние стадии развития подвижных зон и связаны с вулканогенными образованиями среднего и кислого состава. Известны они только среди молодых, кайнозойских отложений, аналоги их в древних формациях не выявлены. Несмотря на это вулканогенно-осадочные месторождения боратов, например, являются основной сырьевой базой борной промышленности капиталистических стран. Их запасы оцениваются в 90—95 млн. т  $B_2O_3$ . В экономике США существенную роль играют вулканогенно-осадочные месторождения стронция, а роль вулканических серных месторождений в мировом балансе возрастает с каждым годом в связи с их крупными запасами и высоким качеством руд. По подсчетам Р. Рибаччи [457], общие запасы выявленных к настоящему времени «сульфатных» месторождений серы составляют около 100 млн. т. Ежегодная мировая добыча — около 350 тыс. т., из которых около 70% приходится на Японию, а 25% — на Чили, Перу, Колумбию и Мексику. Прогнозные запасы вулканической серы оцениваются в 100 млн. т только для одной Чили, а для некоторых рудных провинций и более внушительными цифрами (например, для о. Уналашка, Алеуты, — в 200 млн. т при среднем содержании серы в рудах 50%).

Классификация вулканических месторождений серы,  
по Г. М. Власову, 1971 г.

Глубина формирования	Генетические типы месторождений	Практическое значение и примерные запасы серы
А. Поверхностные месторождения	1. Поверхностные отложения серы из газов и растворов: а) сублимационные руды б) натечные руды 2. Кратерно-озерные отложения: а) донные сероносные или современных кратерных озер б) погребенные кратерно-озерные залежи 3. Серные потоки	Очень небольшое. До нескольких десятков тысяч тонн  Небольшое. Десятки, сотни тысяч тонн (до миллиона тонн)  Месторождения редки. Тысячи, десятки тысяч тонн, очень редко — сотни тысяч тонн
Б. Приповерхностные месторождения	4. Импрегнационно-метасоматические месторождения. а) пластообразные и неправильные залежи, образовавшиеся замещением слоев пористых пород б) неправильные залежи, образование которых осложнялось влиянием интрузий и экструзий	Наиболее перспективный тип. Сотни тысяч и миллионы тонн. Иногда десятки миллионов тонн

Присутствие серы в фумаролах (точнее, в сольфатарах, см. раздел «Определение понятий») и вулканических гидротермах является настолько обычным фактом, что не нуждается в дополнительном обосновании. Судя по сводным работам Л. А. Башариной, Д. Е. Уайта и Г. А. Уоринга, И. Ивасаки, Г. М. Власова и других [15, 58, 73, 413], выделение и перенос серы к поверхности из магматического очага совершается как на самых ранних этапах газогидротермальной деятельности (за счет меньшей растворимости в магмах сернистых газов по сравнению с галогенными), так и главным образом на средних этапах так называемой «нормальной» эволюции магматических эманаций (от хлоридно-щелочных терм к серноокислым, а затем

к углекислым, почти нейтральным). Известно также, что в вулканических районах часто наблюдается сопряженность выходов хлоридно-щелочных, хлоридно-сульфатных и сульфатных терм (Курильские острова, Исландия, Новая Зеландия и др.). «Материнский» характер галоидных эманаций подчеркивается обычно их более высокими температурами и расположением в центральной части сольфатарных полей. Кислый характер серных эманаций обусловлен, по-видимому, окислением  $H_2S$  в близповерхностных условиях. Содержание  $H_2S$  и  $SO_2$  в общей сумме активных газов fumarol колеблется в широких пределах, в некоторых случаях достигая почти 100% (обычно на этих участках и происходит отложение самородной серы).

В существующих классификациях (Д. И. Щербакова, Р. М. Мурзаева, А. В. Данова, А. С. Соколова, А. П. Юшкина и других) вулканическим месторождениям серы обычно отводится небольшое место. Наиболее четко эти месторождения разделены в классификациях Т. Като и др. [416], И. П. Аверьянова и Г. М. Власова [2, 58], последняя из которых приведена в табл. 14. Не рассматривая месторождений сублимационных и натечных руд, практическое значение которых невелико, дадим примеры наиболее перспективных типов вулканогенно-осадочных серных месторождений.

Хорошим примером кратерно-озерных месторождений может служить месторождение Телага-Бодас на о. Ява (Индонезия), разведанное в 1962—1963 гг. советскими геологами [197], запасы которого составляют 1 млн. т серы. Месторождение приурочено к одному из паразитических кратеров четвертичной кальдеры Чанар-Чандраметра, сложенному туфами и лавами роговообманковых андезитов; дно кратера выполнено озерными глинами, илами, песками и туффитами, по берегам оз. Телага-Бодас частично перекрытых делювиальными и аллювиальными отложениями (рис. 66). Основная рудоносная толща почти целиком скрыта под озером, достигающим глубины 34 м; размеры озера  $470 \times 340$  м. Типичный разрез кратерно-озерных отложений месторождения, по данным В. М. Никольского, имеет такое строение (сверху вниз):

1) руды I сорта — серные илы с включениями округлых зерен серы 1—5 мм в диаметре (мощность 7—8 м);

2) руды II сорта — глины с включениями зерен «чечевичной» серы 1—8 мм в диаметре (3—4 м);

3) руды III сорта — глины песчаные и алевролитистые, черные, осерненные, с пиритом и примесью до 10—15% песчано-щебенчатого материала в нижней части слоя (9—10 м);

4) глины песчаные, серые, тонкослоистые с включениями зеленовато-желтой сублимационной серы 1—5 мм в поперечнике (6—7 м)

Несогласие

5) туфы светло-серые, тонкообломочные, кристаллокластические, ниже переходящие в грубообломочные литокластические, брекчиевидные (более 10 м).

По мере увеличения в разрезе примеси песчано-гравийного и щебенчатого материала мощность серного горизонта умень-

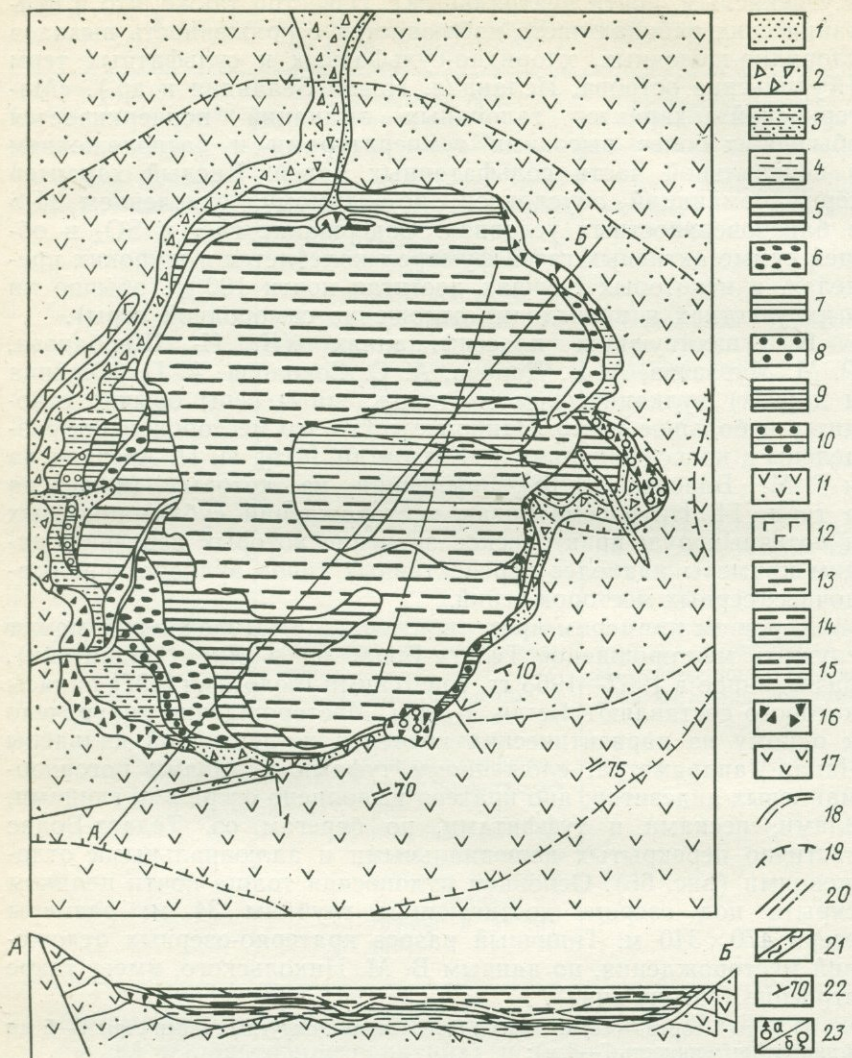


Рис. 66. Геологическая карта месторождения Телага-Бодас. По В. М. Никольскому, 1971 г.

1 — аллювиальные отложения; 2 — делювиальные отложения; 3 — озерно-аллювиальные отложения; 4 — туфогенные озерные глины; 5 — серные илы озерных террас с содержанием серы свыше 40% (руды I сорта); 6 — те же илы, перекрытые песчано-гравийно-щебенчатыми отложениями; 7 — серные илы озерных террас с содержанием серы 20–40% (руды II сорта); 8 — те же илы, перекрытые песчано-гравийно-щебенчатым материалом; 9 — серные илы озерных террас с содержанием серы 8–20% (руды III сорта); 10 — те же илы, перекрытые песчано-гравийно-галечниковым материалом; 11 — туфы и туфобрекчи с потоками андезита; 12 — дайки андезита; 13 — распространение на дне озера серных руд I сорта; 14 — то же, II сорта; 15 — то же, III сорта; 16 — сублимационные серные руды; 17 — эффузивно-пирокластическая толща; 18 — границы отложений, установленные и предполагаемые; 19 — контур кратера Телага-Бодас; 20 — разломы установленные, предполагаемые и скрытые наносами; 21 — зоны дробления; 22 — элементы залегания; 23 — фумаролы (а) и горячие источники (б).

Средний минеральный состав, %, серных руд месторождения  
Телага-Бодас, по А. Ю. Лейн, 1965 г.

Минералы	Проба 1	Проба 2	Проба 3	Проба 4
Нерастворимые в воде				
Сера	48,02	58,16	53,42	34,55
Метагаллуазит, галлуазит	17,22	7,27	15,05	23,85
Кварц, кристобалит, тридимит	8,36	6,30	6,54	13,00
Опал	5,30	5,38	1,87	3,65
Стекла вулканические и другой пирокластический материал	7,72	6,55	8,47	6,05
Алунит	1,61	0,82	1,24	1,76
Мельниквит-пирит	0,009	0,009	0,012	0,037
Гипс (полугидрат)	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Органический материал	0,57	0,32	0,40	0,36
Итого	88,81	84,81	87,00	83,26
Водорастворимые				
Галотрихит	7,50	6,41	10,23	12,94
Рёмерит	2,99	2,62	1,29	2,86
Прочие сульфаты	0,43	0,20	0,92	0,20
Свободная $H_2SO_4$	0,25	2,63	0,29	0,70
Кремнистые минералы	0,05	0,006	0,02	0,017
Органический минерал	0,02	0,02	0,02	0,04
Итого	11,24	11,88	12,77	16,75
Всего минералов, входящих в состав руды	100,05	96,69	99,77	100,05
Влажность руды	—	3,32	0,23	—
Сумма	100,05	100,01	100,00	100,05

шается. Низким качеством руд отличается самая центральная часть озера, где господствует восстановительная обстановка и широко развиты процессы пиритизации. Средний минеральный состав руд месторождения по четырем технологическим пробам приведен в табл. 15.

Месторождение Телага-Бодас разрабатывается и дает ежегодно 250—300 т серы. Другими примерами месторождений этого типа могут служить месторождения Эбеко, Скалистое и другие на о. Парамушир (Курильские острова), Оюнума, Сиране и Дзао в Японии, Махаву и Кава-Масем на о. Сулавеси (Индонезия) и др. [2, 58, 197, 416].

Серные потоки являются, по-видимому, довольно распространенным типом месторождений, в особенности это касается необычайно богатого района Чилийских и Перуанских Анд [18, 389] с его высококачественными рудами (40—80% серы) в месторождениях Ауканкилла, Олька, Тьюакто, Тутупака и др. Сравнительно крупным месторождением является Сиретоко на о. Хоккайдо в Японии, на котором Т. Ватанабе [494] в 1936 г. наблюдал *современное излияние расплавленной серы*. Здесь добыто уже несколько сотен тысяч тонн чистой серы.

Наиболее перспективным типом вулканогенно-осадочных месторождений серы, по мнению большинства специалистов, следует считать «импрегнационные» гидротермально-инфильтрационные и эксгаляционно-инфильтрационные залежи, формирующиеся вблизи поверхности (на глубине 300—350 м) на склонах и в некотором удалении от долгоживущих стратовулканов. Примером месторождений, приуроченных непосредственно к вулканическим аппаратам, могут служить недавно выявленные [8, 105] Ветроваямское и Малетойваямское месторождения на Камчатке. Первое из них уже детально разведано [58].

В геологическом строении Ветроваямского месторождения (рис. 67) участвуют 3 вулканогенные толщи. Нижняя, сложенная базальтами и андезито-базальтами, и средняя, сложенная двупироксеновыми и роговообманковыми андезитами с липарито-дацитами и их туфами в верхней ее части, имеют предположительно раннемиоценовый возраст, а время формирования верхней, несогласно перекрывающей их и представленной, как и нижняя, базальтами и андезито-базальтами, по-видимому, относится к четвертичному периоду. Образование серных руд относится к периоду формирования средней толщи.

Главная рудная залежь месторождения имеет в длину 350—380 м при ширине от 80—160 м и мощности до 20—22 м. Будучи приуроченной к разлому, она имеет в поперечном сечении форму гриба, типичную для «околоэманационных» вулканогенно-осадочных месторождений. С поверхности руды перекрыты корой выветривания, мощность которой достигает местами нескольких метров. На контакте с серной залежью развиты ярко-белые каолинито-опаловые породы, которые в нескольких десятках метров от контакта резко сменяются слабо пропилитизированными андезитами и их туфами.

На месторождении развиты главным образом зеленовато-желтые массивные руды с равномерным содержанием серы (32—33%) и примесью халцедона, рутила, алуниита и каолинита, реже барита и марказита. Значительная часть их образовалась за счет замещения лав, о чем свидетельствуют реликтовые порфиоровые структуры, а также по туффито-песчаникам и туффито-алевролитам с органическим материалом, в последнем случае руды имеют темную, даже черную окраску и содержат до 0,85%  $S_{орг}$  в мономинеральной сере. В рудах часто

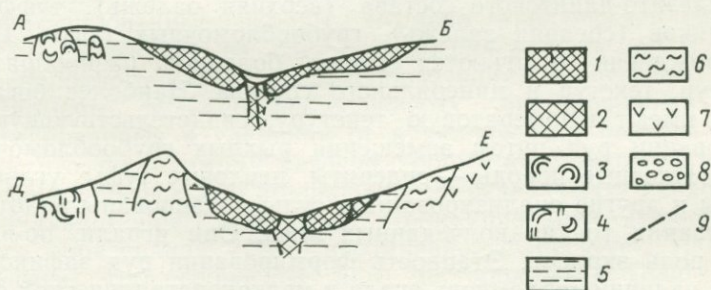
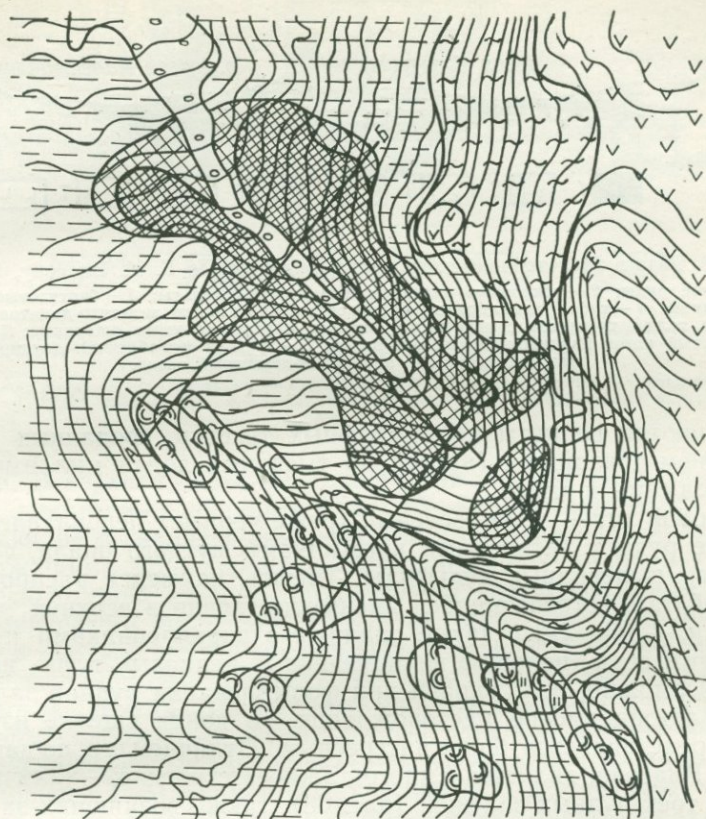


Рис. 67. Схема геологического строения Ветроваямского месторождения.  
По В. В. Бочкареву и Г. М. Власову, 1971 г.

1 — серные кварциты; 2 — серные руды; 3 — опалолиты; 4 — то же, с сульфидами железа; 5 — каолинизированные породы; 6 — пропилиты; 7 — андезиты и андезито-базальты; 8 — аллювиальные отложения; 9 — разрывные нарушения.

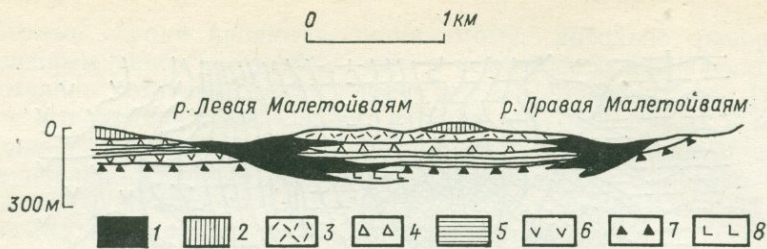


Рис. 68. Разрез Малетойваямского месторождения. По Г. М. Власову, 1971 г. 1 — серные руды; 2 — покровные андезиты и андезито-базальты; 3 — биотитовые андезито-дациты; 4 — туфы, игнимбриты, туфобрекчии биотитовых андезито-дацитов; 5 — слоистая толща туффигов с углистыми линзами и растительными остатками; 6 — промежуточный поток двупироксеновых андезитов; 7 — туфы и туфобрекчии двупироксеновых андезитов; 8 — нижний андезитовый поток.

встречаются реликты колломорфных текстур, созданных чередованием тончайших (иногда до тысячных долей миллиметра) слоев серы и опала.

Второй тип — темно-зеленые (реже черные) переплавленные серные руды с ветвистыми прожилками мутного опала, содержащего пылевидные сульфиды. Третий, наименее распространенный тип, встречающийся преимущественно в верхней части залежи, — тонкополосчатые опалиты с вкрапленниками и прожилками серы, похожие на измененные пепловые туфы, игравшие, возможно, роль экрана при формировании рудной залежи.

Малетойваямское месторождение, до конца еще не изученное, представляется более интересным. Отличием его, по данным Г. М. Власова, является «многоэтажное» строение — наличие не менее трех рудных залежей (рис. 68), также возникших за счет замещения вулканогенно-осадочной толщи: туфов и игнимбригов андезито-дацитового состава (верхняя залежь), туффитопесчаников (средняя залежь), грубообломочных туфов. Руды месторождения отличаются также большим разнообразием структур, текстур и минерального состава. Наиболее богатые из них имеют агломератовую текстуру, свидетельствующую об образовании руд путем замещения рыхлых грубообломочных туфов. Плотные породы — сидериты, пепловые туфы, углистые породы и другие опализированы и сульфидизированы вплоть до образования тонких колчеданных линз. Они играли, по-видимому, роль экранов. Этапность формирования руд зафиксирована в наличии «обломков» опала в мелкокристаллической сере, смешанной с кварцем, алунитом и сульфидами железа, что свидетельствует о процессах предрудной опализации.

Для гидротермально-инфильтрационных месторождений серы вообще характерна довольно четко выраженная вертикальная и горизонтальная зональность в строении рудных тел и вмещающих пород, проявленная и на Малетойваямском месторож-

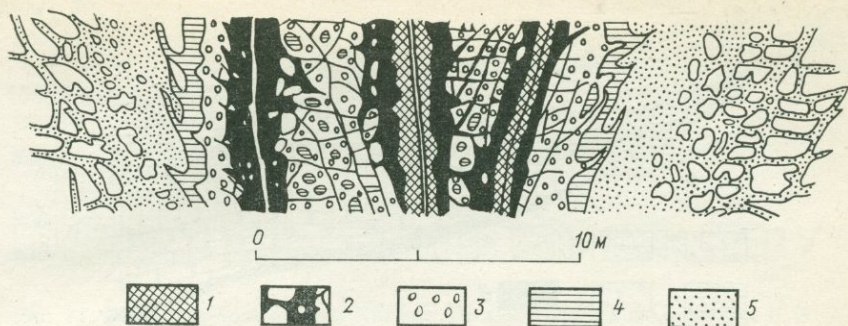


Рис. 69. Характер околорудных изменений серных залежей на руднике Нисадзума, Япония. По Х. Мукаяме, 1970 г.

1 — серные руды; 2—5 — измененные андезиты: 2 — пиритизированные, 3 — опализированные, 4 — алунитизированные, 5 — каолинизированные. Не заштрихованы неизменные андезиты.

дени. В верхней части разреза рудной залежи здесь залегают серно-алунитовые кварциты (до 70—80 м мощности), ниже сменяющиеся кварцево-каолинитовыми породами (до 60—70 м), содержащими лишь вкрапленники и прожилки самородной серы, которые в свою очередь подстилаются гидрослюдисто-монтмориллонитовыми породами (20—30 м), обычно не содержащими серы в сколько-нибудь значительных количествах. Эти породы без резкой границы сменяются пропилитами с хлоритом, карбонатами и пиритом. Аналогичные зоны выделяются и в горизонтальном направлении. Общие особенности зональности на многочисленных серных месторождениях этого типа хорошо изучены и обобщены Т. Мукаямой [440], наметившим следующую характерную последовательность: серные руды, пиритизированные, опализированные, алунитизированные, каолинизированные и сапонитизированные породы. Реально наблюдается сложная картина (рис. 69) за счет совмещения рудных зон, а также пульсационного характера рудообразующих процессов.

Примеры вулканогенно-осадочных месторождений серы, сформированных в удалении от вулканических центров, более редки, что, по-видимому, связано с общей недостаточной изученностью вопросов связи вмещающих их осадочных и синхронных им вулканогенных формаций. Принципиальная возможность такого образования серы, несомненно, существует. Известно, например, что сероносные илы месторождения Телага-Терус на Центральной Яве (Индонезия) залегают среди осадочных пород и имеют по всем признакам осадочный, озерно-болотный генезис, однако источником серы, несомненно, явились донные сольфатары, связанные с деятельностью расположенного к западу вулкана Семуруп.

Д. Вильямс [498] описал гидротермально-инфильтрационные серные залежи в третичных доломитизированных известняках и

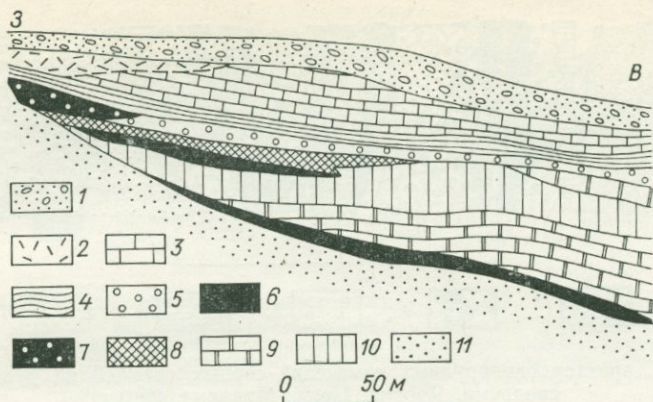


Рис. 70. Обобщенный разрез серного месторождения Эль-Тровадор, Испания.  
По Д. Вильямсу, 1966 г.

1 — четвертичные конгломераты; 2 — гипс; 3—5 — палеоген-неогеновые образования: 3 — известняки, 4 — алунитовые глины, 5 — гравелиты; 6—11 — триасовая толща; 6 — серная залежь, 7 — сероносные гравелиты, 8 — охристые глины, 9 — доломитистые известняки, 10 — алунитовые глины, 11 — песчаники.

конгломератах в провинции Альмерия (Испания). Образование залежей сопровождалось интенсивной алунитизацией вмещающих пород (рис. 70), импрегнацией их пиритом и марказитом, обохриванием и образованием залежей гипса. Вулканические центры позднегеретичной — раннечетвертичной эпохи, служившие источником сернокислых гидротерм, располагаются в районе Сьерра де Гата, около 30 км к востоку от месторождения. Доказательством циркуляции серообразующих растворов могут служить горячие сернокислые источники, действующие в южной части провинции Альмерия и по сей день.

Для месторождений вулканогенно-осадочных боратов также характерны хемогенно-осадочные и отчасти гидротермально-инфильтрационное происхождение и приуроченность к бессточным озерным впадинам. Значение их весьма велико: почти вся добыча бора в капиталистических странах, как уже упоминалось, идет именно из вулканогенно-осадочных месторождений. Из общей цифры запасов 90—95 млн. т  $V_2O_5$  большая часть (65 млн. т) приходится на США, остальные — на Чили, Аргентину, Турцию и другие страны.

Вывос бора и его соединений фумаролами и гидротермами современных вулканов является обычным процессом. Сассолиновые инкрустации, по данным Т. Ватанабе [41], часто находят в фумаролах вулканов Шова-Шинзан и Асамо в Японии. В Тоскане (Италия) борсодержащие термы выносят около 0,3—0,5 г свободной борной кислоты и аммонийборатов на литр парожидкого вещества и используются для извлечения борной кислоты (до 4,5 тыс. т борных продуктов ежегодно). До 5% бора

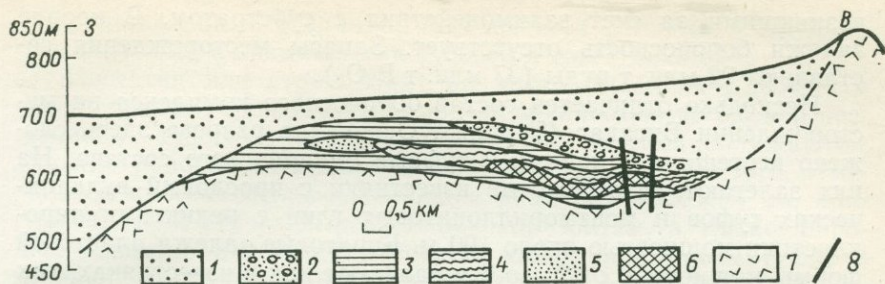


Рис. 71. Разрез месторождения Крамер. По С. Гейлу с дополнениями Е. В. Орловой, 1962 г.

1 — пески и галечники (четвертичные отложения); 2—6 — неогеновые отложения: 2 — конгломераты; 3 — зеленые сланцы, 4 — синие сланцы с боратами кальция; 5—6 — рудные залежи: 5 — главным образом бораты натрия, 6 — бораты натрия и кальция; 7 — базальты; 8 — разломы.

содержится в инкрустациях фумарол Уайт Айленда — андезитового вулкана Новой Зеландии.

Примерами вулканогенно-осадочных месторождений бора могут служить месторождения Крамер, Калико, Дагг, Клиф, Боракс и др. (США), Султан-Чаир, Бигадаг (Турция), Аскотан (Чили) и др. Все они связаны с выносом бора в процессе поствулканической фумарольно-гидротермальной деятельности в непосредственной близости от вулканических центров и в некотором удалении от них.

Главнейшими минералами бора в вулканогенно-осадочных месторождениях являются колеманит, иньонит, пандермит, бура, кернит и другие кальциевые и натриевые бораты. По преобладанию тех или иных минералов можно, согласно А. Ф. Горбову [78], выделить 4 группы месторождений и руд: улукситовые, колеманитовые, пандермитовые и тинкало-кернитовые.

Бороносный неогеновый комплекс месторождения Крамер (рис. 71), расположенного в округе Керн, штат Калифорния США, залегает на базальтах Седлибек и представлен синими и зеленоватыми монтмориллонитизированными туфами и туффитами, превращенными в глинистые сланцы. Борная залежь, сложенная бурой и кернитом, приурочена к наиболее тонкозернистым осадкам и имеет около 6 км в поперечнике при мощности от 60—75 м в центре до 20—30 м на периферии. Прослой почти чистых боратов внутри залежи разделяются прослоями синего сланца различной мощности. В подстилающих боратовую залежь глинах встречаются многочисленные прожилки волокнистого улуксита, а также пробертита и говлита. В лежащем боку залежи и по периферии ее глинистые сланцы содержат желваки колеманита; таким образом, во вмещающих и подстилающих отложениях натриевые бораты залежи, накапливавшиеся путем хемогенного отложения, сменяются кальциевыми,

возникшими за счет взаимодействия с субстратом. В кровле залежи бороносность отсутствует. Запасы месторождения составляют 92 млн. т руды (37 млн. т  $V_2O_3$ ).

Несколько отличается состав бороносного комплекса на месторождении Бигадаг (Турция). Основание разреза здесь сложено неогеновыми лавами и туфами липаритового состава. На них залегают доломитистые известняки с прослоями вулканических туфов и монтмориллонитовых глин с реликтами прокластики мощностью около 100 м. Боратовые залежи пластовой формы мощностью от 2 до 6 м залегают как в известняках, так и в глинах; главным рудным минералом является колеманит, в некоторых залежах значительную роль играет улексит. На сходном по строению месторождении Султан-Чаир боратовые залежи сложены в основном пандермитом и залегают в толще тонкослоистых гипсов, переслаивающихся с туфами.

Вулканогенно-осадочный генезис боратовых залежей особенно отчетливо проявлен на месторождениях, формирование которых из действующих гидротерм продолжается и в настоящее время. В центральной части оз. Клиф (графство Лейк, США) бура отлагается на отмели в виде корки вместе с содой. После удаления слой буры за три года восстанавливается вновь.

Наиболее значительные вулканогенно-осадочные месторождения боратов приурочены к неогеновым вулканогенным формациям, которые относятся к конечным этапам развития альпийских геосинклиналей. Е. В. Орлова и Н. М. Страхов [215, 294] полагают, что формирование вулканогенно-осадочных залежей боратов возможно только в условиях аридного климата. Можно полагать, однако, что это зависит еще и от степени минерализации вулканических гидротерм. Во всяком случае повышенная бороносность вулканических илов кратерных озер Японии и Италии не позволяет в принципе отрицать возможность накопления вулканического бора и в других климатических условиях; в особенности это касается приповерхностных гидротермально-инфильтрационных и гидротермально-метасоматических залежей. Не меньшую (а возможно, и большую) роль играет металлогеническая специализация вулканических провинций.

Известно также, что с вулканическими эманациями связаны накопления в озерах *стронция* [31, 386, 432], сходные по условиям образования с вулканогенно-осадочными месторождениями бора и выявленные в неогеновых осадочно-вулканогенных толщах, относящихся к заключительным этапам развития Кордильерской геосинклинали (Ладлоу, Соломон и другие — Калифорния; Агуила, Хила-Бенд — Аризона). Строение этих месторождений довольно однотипно: основание разреза рудовмещающих толщ сложено базальтовыми, андезитовыми и риолитовыми лавами и туфами, они же иногда вклиниваются в собственно рудоносные горизонты, слагающие верхнюю часть разреза

и представленные озерными туфогенными глинами и песчаниками, отчасти с кремнистыми туфами и известняками.

Целестин или стронцианит на месторождениях Соломон и Росс образуют линзовидные прослои мощностью до 0,6 м в песчанистых туфах и глинах; иногда эти прослои сближаются, образуя рудоносные пачки мощностью 2—5 м. Кроме того, отмечаются многочисленные конкреции размером до 6×24 см, приуроченные к строго выдержанным горизонтам, а также широкое развитие целестина в составе связующей массы туфов и в виде отдельных кристаллов и розеток в глинах. Синхронность отложения стронциевой минерализации и вмещающих толщ определяется кроме текстурных особенностей руд тем, что они совместно участвуют во всех последующих деформациях. Запасы целестина только на месторождении Ладлоу оцениваются в 1,5—2 млн. т.

Вулканогенно-осадочное происхождение калифорнийских и аризонских месторождений стронция подчеркивается необычным для нормально осадочных (эвапоритовых) залежей парагенезисом целестина и стронцианита с железистыми охрами и бобовидными включениями гидроокислов марганца, а также интенсивным окремнением вмещающих толщ, включая частое замещение халцедоном и самого целестина. Особенно показательным является то, что *масштабы стронциевой и марганцевой минерализации не уменьшаются при возрастании роли пирокластики во вмещающих породах, а иногда даже пропорционально возрастают*. Это явление весьма характерно для всех хемогенно-осадочных и гидротермально-инфильтрационных залежей, отложившихся из вулканических гидротерм, что неоднократно нами подчеркивалось [196, 232].

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СФОРМИРОВАННЫЕ ПУТЕМ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ТВЕРДЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ В ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ УСЛОВИЯХ

В эту группу условно объединены вулканогенно-осадочные месторождения сырья, используемого главным образом в минеральной форме (каолиниты, монтмориллониты и др.). В этой же группе рассмотрен далеко еще не ясный вопрос о той части месторождений бокситов, для которых можно предполагать вулканогенно-осадочное происхождение. При принятии «пепловой» гипотезы их образования отнесение бокситов в эту группу вполне справедливо; что касается сходства бокситов как агрегата глинистых минералов с каолинитами, то оно тоже кажется очевидным. Мало того, на целом ряде месторождений видно, что бокситы и каолиниты, каолиниты и монтмориллониты, цеолиты и алуниты часто связаны между собой зональными переходами и общностью образования, причем причина образования того или иного состава руд лежит, по-видимому, не только в составе субстрата, но и в составе метаморфизирующих растворов.

Можно также отметить, что процессы каолинизации, алунизации и тому подобные весьма широко развиты и на рудных полях первой группы вулканогенно-осадочных месторождений (кремнисто-гематитовых, колчеданно-полиметаллических и др.), однако совместных промышленных скоплений они не образуют. Причины этого кроются, по-видимому, в том, что хотя месторождения первой и второй групп и возникают на одних и тех же этапах геотектонического развития подвижных областей (а именно, на ранних и поздних), но внутри этих этапов — в пределах отдельных вулканических циклов — их положение различно. Месторождения первой группы характерны только для поздней фумарольно-гидротермальной стадии развития, в то время как месторождения описываемой группы более типичны для начальной эксплозивно-эффузивной стадии.

## Месторождения высокоглиноземистого сырья

...Алюминий, так же как железо, кремний, титан, сера, медь, в бокситовых месторождениях может в одинаковой степени считаться элементом, так или иначе вынесенным из магмы при определенных термодинамических условиях на определенной стадии развития магматического бассейна.

*А. В. Пейве, 1947 г.*

Глинистые породы в ряде случаев, очевидно, следует считать неотъемлемой составной частью тех вулканогенно-обломочных формаций, в которых большую роль играли продукты эксплозий.

*Л. Н. Ботвинкина, 1968 г.*

В предыдущих разделах были рассмотрены месторождения, образование которых связано главным образом с активным привносом рудного вещества из эндогенных источников при вулканических и сопровождающих их процессах. В этом разделе приводятся примеры месторождений, образованных за счет преобразования вулканитов и ассоциирующих с ними пород при воздействии на них природных растворов как ювенильного, так и метеорного происхождения.

Ранее мы уже упоминали о процессах гидротермальной аргиллизации, сопровождающей образование ряда вулканогенно-осадочных рудных месторождений. При широком развитии этих процессов возможно образование месторождений высококачественных огнеупорных и отбеливающих глин, издавна служащих предметом разработки в областях широкого проявления вулканизма, например, в Японии, на Кавказе, в Карпатах и других регионах [9, 95, 187].

Современное образование каолиновых и монтмориллонитовых глин за счет поствулканической переработки экструзивных и пирокластических образований описано Р. Шёном и Д. Уайтом [471] по материалам изучения керны из буровой скважины района Стимбот-Спрингс, Невада (США). Преобразование андезито-базальтов происходит здесь в две стадии: 1) образование калиевого полевого шпата и селадонита за счет неустойчивых полевых шпатов и железисто-магнезиальных минералов; 2) возникновение слоистой породы иллито-монтмориллонитового и каолинового состава. Для бентонитового состава глин Асканского месторождения Грузии М. А. Ратеев [250] также устанавливает два этапа их возникновения из пемзовых андезитотрахитовых туфов: генерация аутогенной диоктаэдрической высокощелочной гидрослюды в начальных стадиях гидротермальной переработки породы и смена ее в дальнейшем смешаннослойным агрегатом с неупорядоченным чередованием пакетов

гидрослюды и монтмориллонита. Е. Стойкович и др. [484], изучавшие керамические глины района Марамуреш в Румынии, установили, что в зависимости от температуры и рН поствулканических гидротерм из одних и тех же пород (главным образом андезито-дациты) образуются каолинитовые (месторождение Илба), иллитовые (Бая-Сприе), хлоритовые (Верхний Лептеш) и монтмориллонитовые (Кавник) глины.

Преобразование вулканического материала за счет вод метеорного происхождения наиболее наглядно выражено в субмаринных условиях. Процесс этот хорошо известен и подтверждается безупречными наблюдениями океанологов. Сошлюсь, например, на сообщение Д. Мэтьюса [432] о характере подводного изменения базальтов в Атлантическом океане на глубинах 4960 м и 2600 м. В поднятых с этих глубин образцах отмечены: 1) гидратация и окисление (стекловатая пленка сидеромелана на поверхности потока превратилась в палагонит, стекло в мезостазисе — в хлорофейт); 2) калишпатизация и цеолитизация (возникновение ортоклаза, натролита и шабазита); 3) аргиллизация (превращение палагонита в монтмориллонит и халцедон, хлорофейта — в агрегат хлорита, монтмориллонита, лимонита, лейкоксена).

Многие исследователи, как отмечает Г. С. Дзоценидзе [94], вообще придерживаются того мнения, что преобладающим способом образования бентонитовых глин, а также некоторых цеолитовых месторождений является именно гальмиролитическое разложение материала на дне морей. В случае, когда накопление вулканических толщ протекает в континентальных условиях, иногда допускают наличие соленых бассейнов [395].

Необходимо также учитывать и возможность образования кор выветривания на вулканических породах, в результате которых пемзы и стекла умеренно кислого состава при условии достаточной их мощности и продолжительности выветривания превращаются в слоистые аллофановые и галлуазитовые скопления [412], а базальты — в железистые монтмориллонитовые глины [397]. При этом следует учитывать, как отмечает Р. А. Мусин, что состав конечных продуктов изменений, возникших за счет латеритного выветривания, оказывается аналогичным составу продуктов вулканической деятельности. В том и другом случае происходит интенсивное обеление исходных пород с накоплением минералов свободного глинозема [188]. Наконец, существуют и представления о диагенетическом преобразовании туфов [249, 490], приводящем к их цеолитизации и аргиллизации. Принципиально новые данные о возникновении глинистых минералов стекловатых пепловых частиц за счет раскристаллизации жидкой фазы в момент выброса пепла из вулкана получены недавно В. Б. Курносовым и др. [154]. В порах свежих обломков стекла размером 0,06 мм и более ими выявлены гидрослюды и монтмориллониты, отсутствующие в тонкодисперс-

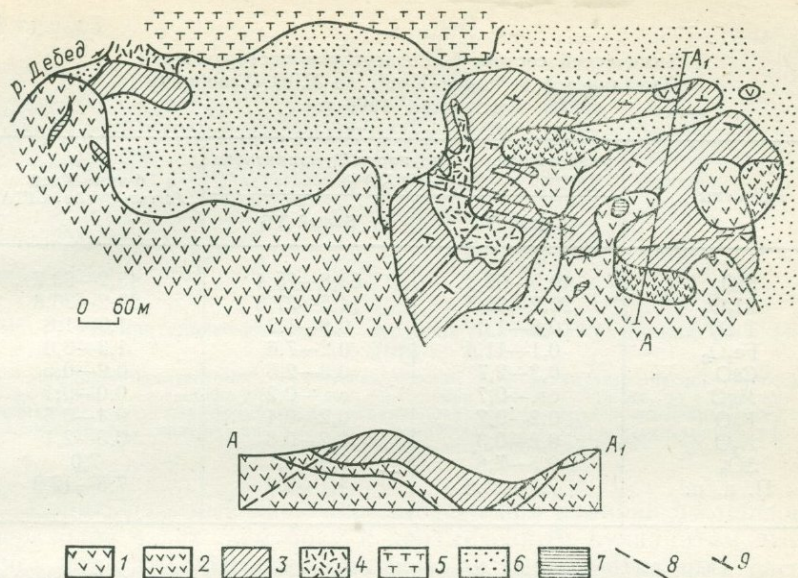


Рис. 72. Геологическая карта Туманянского месторождения. По Т. А. Цоголакяну и Г. Е. Пироеву, 1966 г.

1 — наносные отложения; 2—3 — порфиры: 2 — слабо измененные, 3 — сильно измененные; 4 — огнеупорные, тугоплавкие породы; 5 — вторичные кварциты; 6 — туфы; 7 — дайки диабазовых порфиритов; 8 — тектонические нарушения; 9 — элементы залегания.

ной фракции (0,001 мм). Выводы, сделанные упомянутыми авторами на материале Камчатки и осадков северо-западной части Тихого океана, подтверждаются более ранними данными В. И. Муравьева, изучавшего пирокластические осадки юго-западного сектора Тихого океана. Нетрудно увидеть, что во всех вышеназванных случаях речь идет о процессах вулканогенно-осадочного литогенеза. Рассмотрим кратко несколько примеров месторождений упомянутых типов.

С юрским вулканогенным образованием Армении связано Туманяское месторождение каолинизированных андезитодацитов [64]. Район месторождения относится к Сомхето-Карабахской зоне Малого Кавказа. Слагающие месторождение породы (рис. 72) залегают на крыле крупной Алавердской антиклинали и полого падают на юго-запад под углом 15—40°. Наряду с лавовым образованием здесь развиты туфы среднего и умеренно кислого состава, отмечаются пропластки углистых и глинистых сланцев. Вулканогенные породы по степени изменения делятся Т. А. Цоголакяном на: 1) свежие плотные; 2) частично лимонитизированные, карбонатизированные, эпидотизированные и огипсованные (не огнеупорные), 3) миндалекаменные, значительно измененные (частично огнеупорные); 4) сильно

Таблица 16

Химический состав, %, огнеупоров месторождений  
Туманянского и Флинт-Клей, по Х. О. Геворкяну  
и другим, 1966 г.

Окислы	Разновидности огнеупоров Туманянского месторождения		Флинт-Клей (штат Огайо, США)
	Серый ТС	Белый ТБ	
SiO <sub>2</sub>	40,5—62,3	63,8—75,4	45,2—60,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,2—35,5	14,5—27,3	23,2—36,8
TiO <sub>2</sub>	0,8—1,0	0,8—1,2	1,3—1,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1—11,4	0,2—7,6	1,3—3,0
CaO	0,3—2,7	0,3—2,5	0,2—0,5
MgO	сл.—0,7	сл.—0,2	0,0—0,1
K <sub>2</sub> O	0,2—0,7	0,2—0,4	0,4—0,5
N <sub>2</sub> O	0,2—0,3	0,2—0,8	0,5—2,1
SO <sub>3</sub>	0,5—7,8	0,2—1,1	7,0
П. п. п.	7,7—15,3	4,1—6,8	7,5—12,9

Таблица 17

Сравнительная характеристика керамических свойств  
огнеупоров месторождений Туманянского и Флинт-Клей,  
по Х. О. Геворкяну и другим, 1966 г.

Физико-керамические свойства	Разновидности огнеупоров Туманянского месторождения		Флинт-Клей
	Серый ТС	Белый ТБ	
Полное водосодержание, %	17,5	19,34—21,82	15,46—16,29
Воздушная усадка, %	2,7	2,10—3,20	1,77—2,84
Полная усадка при 1350° С, %	3,5—4,2	270—670	363—624
Пределы максимальных температур, °С	1600—1730	1550—1700	1620—1720
Температура, °С, когда под нагрузкой 2 кгс/см <sup>2</sup> наблюдается:			
а) начало размягчения	1480	1525	1300
б) 40% сжатия	1595	1595	1620

измененные, интенсивно каолинизированные, частично окварцованные (огнеупорные). Среди разнообразных огнеупорных пород можно выделить шесть главнейших минеральных типов: каолинито-гидрослюдистый, гидрослюдисто-каолинитовый, собственно каолинитовый (диккитовый), каолинито-галлуазитовый, бейделитовый, кварцитовый. Из табл. 16 и 17 видно, что по качеству туманянские руды не уступают знаменитым огнеупорам месторождения Флинт-Клей (Огайо, США)—это естественный шамот, не подлежащий дополнительному обжигу.

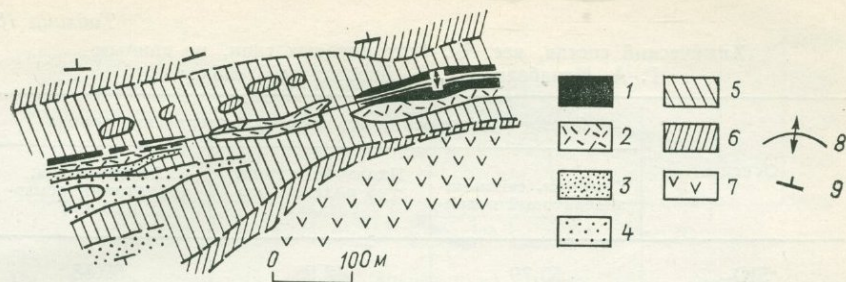


Рис. 73. Избирательное замещение пород на руднике Уку, Японии. По С. Ивао, 1973 г.

1 — корундо-андалузит-пирофиллитовая порода; 2 — андалузит-диаспоро-пирофиллитовая глина; 3 — серицито-каолино-пирофиллитовая глина; 4 — то же, но с меньшим содержанием глинистых фракций; 5 — окремненная порода, содержащая андалузит; 6 — измененный туф, содержащий серицит и пирофиллит; 7 — хлоритизированный туф; 8 — антиклиналь; 9 — элементы залегания.

Стратиформный характер залежей при наличии постепенных переходов в лежачем боку к неизменным вулканитам позволяет полагать, что метасоматическая переработка шла сверху вниз и в ней, таким образом, участвовали метеорные воды. Вместе с тем минеральный парагенезис (эпидот, диккит и др.) указывает на достаточно высокую температуру процесса рудообразования, происходившего, по-видимому, еще в период остывания вулканитов вскоре после извержения.

По данным С. Ивао, И. Киносаки, Р. Ягю и других исследователей [55, 419, 412, 501], вулканогенно-осадочные месторождения глин Японии приурочены к верхнемезозойским и кайнозойским вулканическим комплексам, причем месторождения верхнего мела чаще имеют пирофиллитовый состав, в то время как миоценовые и плиоценовые глины представлены преимущественно каолинитами. Рудные тела контролируются плоскостями напластования, трещинами и отдельностью вулканических пород и в типичном случае имеют пластовую линзовидную или грибовидную форму с корнями, отвечающими путям продвижения восходящих гидротерм. К. Суми [485] описал в геотермальном районе Мацукава интересную зональность в распределении глинистых минералов вокруг выходов вулканических гидротерм на поверхность. От центра выхода друг друга сменяют алунитовая, каолиновая, монтмориллонитовая и сапонитовая зоны. Пирофиллитовая минерализация, а также, по-видимому, андалузитовая и диаспоровая накладываются на породы других зон. В ряде случаев удается также отметить и признаки селективного замещения субстрата (рис. 73).

Бентонитовые месторождения Кавказа, по данным Г. А. Мачабели и Г. С. Дзоценидзе [94, 95, 173], также возникли путем гальмиролитического и гидротермального изменения андезитовых и трахитовых туфов, сопровождавшегося сильным выносом

Химический состав, вес. %, бентонитовых глин, по данным  
Г. А. Мачабели и Г. С. Дзоценидзе, 1965 г.

Окислы	Месторождение бентонита, возраст; материнская порода		
	Гумбрин, сеноман; андезитовый пепел	Цхалтубо, турон; туф оливниного базальта	Аскан. эоцен; трахитовый пемзо- вый туф
SiO <sub>2</sub>	50,79	42,98	59,58
TiO <sub>2</sub>	0,26	2,86	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,35	13,77	20,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,77	11,31	3,11
FeO	0,28	0,07	0,28
MnO	—	0,03	0,03
MgO	3,51	5,12	5,54
CaO	1,96	2,55	1,58
Na <sub>2</sub> O	0,54	0,15	1,95
V <sub>2</sub> O	0,65	0,17	0,58
SO <sub>3</sub>	—	0,05	Следы
H <sub>2</sub> O—	10,36	13,36	13,56
H <sub>2</sub> O+	—	3,88	—
П. п. п.	6,52	5,20	6,82

щелочей (табл. 18). Г. С. Дзоценидзе удалось наблюдать не только постепенный переход от бентонитовой глины (аскангеля) в неизменные туфы, но и зафиксировать время ее образования: в слое вышележащих туфов им отмечены наряду с обломками свежей пемзы обломки, полностью перешедшие в аскангель.

При этом, как отмечает Г. А. Мачабели для Цихисубанского и Ванискедского месторождений, при поверхностных процессах натриевые разновидности бентонитов (аскангель) переходят в кальцийсодержащие (асканглина), известные только там, где аскангель не перекрыт мощной пачкой туфобрекчий. Наиболее крупные месторождения бентонитов, по мнению этого исследователя, возникают при воздействии на вулканогенные образования гидротерм, связанных с подводными извержениями, а также при гальмиролитическом преобразовании пепла. Аналогичных взглядов придерживаются и геологи, изучавшие также крупные месторождения бентонитов, как Блэк-Хилс, Сандерс-Дефайанс в США, Келесское в Казахстане и др.

За счет подводного изменения пирокластического материала возникло, по-видимому, и большинство месторождений цеолитов. Наиболее крупные месторождения анальцима, образованные путем преобразования вулканического пепла, выявлены в сланцах формации Грин-Ривер в США, где по новым данным [395] удастся проследить фазы появления в витрокластических туфах морденита и последующего превращения их

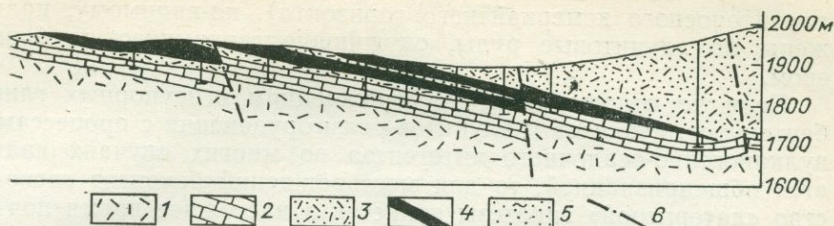


Рис. 74. Геологический разрез Загликского алунитового месторождения. По Б. М. Михайлову, 1976 г.

1 — туфовые породы ( $J_2$ ); 2 — известняки с включением туфового материала ( $J_3$ ); 3 — туфы и туфопесчаники, вмещающие алунитовые руды ( $J_3$ ); 4 — алунитовые руды; 5 — суглинки (Q); 6 — разломы.

в анальцим (при полной утрате первичной витрокластической структуры). Экспериментальные данные [265] показывают, что анальцим и морденит образуются из вулканических пород под воздействием газогидротермальной фазы при температурах порядка 100—300°С. Основываясь на этих данных, а также смене на ряде месторождений по латерали зон цеолитизации и монтмориллонитизации [94, 207], Г. С. Дзоцендзе высказал предположение, что зоны анальцимизации отвечают местам разгрузки вулканических гидротерм. По аналогии со сложной зональностью японских месторождений можно полагать, что, однако, большую роль здесь могут играть и последующие диагенетические преобразования при захоронении и погружении туфовых толщ.

К вулканогенно-осадочным относится подавляющее большинство месторождений алунита, выделенных М. А. Кашкаем [135] в вулканический тип. Отложение алунита происходит из фумарол (сульфатар) и вулканических терм, причем большую роль играют в этом процессе и нагретые поверхностные воды, что хорошо показано В. И. Виноградовым и др. [45] на примере месторождения Гушсай (Узбекистан). Выпадение алунита происходит в широком диапазоне температур (от 20 до 500°С) из кислых ( $pH < 5,3$ ) растворов. Среди различных способов рудоотложения наиболее характерны приповерхностный газогидротермальный, гидротермально-метасоматический, гидротермально-инфильтрационный, а также хемогенно-осадочный. Примерами могут служить многие месторождения Восточного Сихотэ-Алиня (Попельнинское и др.), Колымы (Магаданское, Арманское), Камчатка, Курильских островов и Японии (Кихпиньч, Эбеко, Угусу, Акакура и др.). Четкая стратиграфическая приуроченность некоторых крупных пластовых месторождений алунита (Заглик, Азербайджан; Тольфа, Италия), традиционно рассматриваемых как околотрузивные, позволяет предполагать и для них первично вулканогенно-осадочное образование (рис. 74). Околотрузивные минеральные парагенезисы (например магнетитовые скарны в Дашкесане на продолжении

алуниносного кемеркайского горизонта), по-видимому, наложены на алунитовые руды, служившие геохимическим барьером.

Если по отношению к месторождениям огнеупорных глин, бентонитов, цеолитов и алунитов связь оруденения с процессами вулканогенно-осадочного литогенеза во многих случаях является общепризнанной, то для месторождений бокситов господство «латеритной» гипотезы является в настоящее время почти безраздельным. Обычно ее прилагают и к древним геосинклинальным бокситам, возможная связь которых с вулканизмом рассмотрена в сводных работах В. Н. Григорьева [84], Г. С. Дзюценидзе [95] и И. Валетон [36].

Среди существующих представлений о связи бокситообразования с вулканическим процессом можно выделить: 1) образование бокситов при латеритизации свежего лавового и в особенности пирокластического материала в условиях соответствующего климата и фумарольно-гидротермальной деятельности; 2) хемогенное и частью кластогенное отложение бокситов за счет выноса (привноса) растворенного глинозема в морские бассейны (и осадки) при смешении вулканических гидротерм с метеорными водами, а также за счет перемыва высокоглиноземистой фумарольно-гидротермальной коры выветривания. Механизм образования залежей в обоих случаях принципиально ничем не отличается от хорошо изученных условий появления автохтонных бокситов на изверженных породах (например, на чарнокитах в Шеварой-Хиллс, Индия, или на базальтах Тургая в Северном Казахстане) и аллохтонных бокситов в отложениях прибрежных равнин (например, в Гайане и Суринаме).

Образование бокситовых латеритных почв на вулканических породах непосредственно вслед за их извержением (в геологическом масштабе времени) хорошо изучено Г. Д. Шерманом [470] на Гавайских островах, где латериты развиты на плейстоценовых лавах и пеплах (10 тыс. лет). Процессы бокситообразования идут преимущественно на северных и восточных склонах островов, где количество осадков составляет более 750 мм в год (рис. 75), причем наиболее благоприятны для развития этих процессов пологие склоны с высокоразвитой боковой инфильтрацией вод в пористых вулканических шлаках. Последовательность превращения базальтов в латеритные почвы наглядно видна в табл. 19. Мощность латеритных почв на склонах достигает 15—30 м, причем на верхней части склонов на одних и тех же породах возникают железистые бокситы (табл. 20), в основании склонов, при ресилификации — гиббсито-каолиновые скопления, а в обводненных низинах развивается монтмориллонитовая фация. Пример месторождений Гавайских островов не только подтверждает факт бокситообразования в связи с вулканизмом, но и намечает взаимосвязь возникновения вулканогенных бокситов, каолинитов и бентонитов.

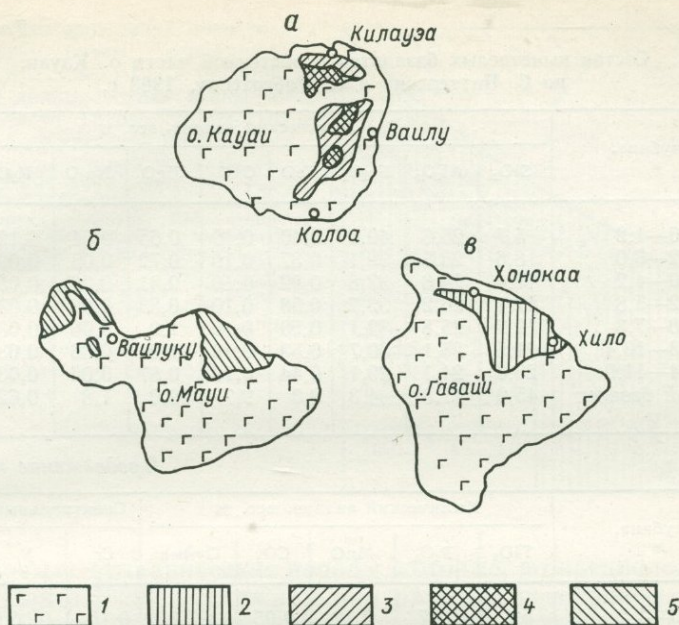


Рис. 75. Схема распространения залежей плейстоценовых бокситов на Гавайских островах (а—в). По В. Аллену и Г. Шерману, 1965 г.

1 — четвертичные образования; 2 — гибсито-аллофановые глины, развитые на вулканических пеплах; 3 — гибсит (>10%) в каолинистых глинах; 4 — гибсит в железистых бокситах; 5 — гибсит в прочих проявлениях, обычно в карманах на разных глубинах.

Как и в других типах вулканогенно-осадочных месторождений, однозначность интерпретации генезиса бокситов тотчас теряется, как только мы переходим к залежам в отдаленных от зон активного вулканизма вулканогенно-осадочных формациях. Наиболее наглядно это проявляется по отношению к так называемым «карстовым» бокситам, для которых рядом исследователей допускается возможность возникновения путем перемива латеритизированного или сольфатарно измененного вулканического пепла.

«Пирокластическая» гипотеза впервые предложена С. Гольдичем и Х. Бергквистом [393] для Гаити и Ямайки, бокситы которых многими исследователями считаются генотипом для «карстовых» геосинклиналиных бокситов. Бокситы Ямайки имеют послераннемиоценовый возраст, синхронный им андезитовый вулканизм хорошо известен в Карибском регионе. К сожалению, пример не может считаться убедительным ни для одной из гипотез, поскольку в районе Центрального хребта Ямайки на гипсометрических уровнях, превышающих поверхность бокситоносных известняков, широко распространены более древние (вплоть

Таблица 19

Состав выветрелых базальтов в восточной части о. Кауаи,  
по С. Паттерсону и К. Робертсону, 1963 г.

Глубина, м	Химический анализ, вес. %								
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
0—1,2	5,7	25,6	40,2	0,40	0,10	0,65	0,04	0,12	18,6
1,2—3,0	8,6	25,5	39,1	0,37	0,10	0,72	0,05	0,09	17,8
3,0—4,2	11,4	24,6	37,8	0,82	0,10	0,91	0,06	0,05	17,2
4,2—5,8	17,1	26,2	32,7	0,58	0,10	0,83	0,06	0,03	15,8
5,8—7,3	19,7	25,8	32,1	0,50	0,10	1,0	0,06	0,03	15,0
7,3—10,4	21,5	25,1	30,7	0,53	0,10	1,0	0,06	0,03	14,6
10,4—11,9	25,3	24,1	29,1	0,44	0,10	0,87	0,06	0,03	13,9
Свежий базальт	45,0	11,8	4,3	9,3	9,7	12,0	1,8	0,62	3,1

Продолжение табл. 19

Глубина, м	Химический анализ, вес. %					Спектральный анализ		
	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CO <sub>2</sub>	Сумма	Cr	V	Ca
0—1,2	5,6	0,27	0,12	0,05	97,45	0,16	0,069	0,08
1,2—3,0	5,6	0,30	0,14	0,05	98,42	0,15	0,059	0,08
3,0—4,2	5,7	0,36	0,20	0,05	99,25	0,17	0,077	0,09
4,2—5,8	5,1	0,31	0,25	0,05	99,11	0,13	0,065	0,08
5,8—7,3	4,9	0,32	0,27	0,05	99,83	0,11	0,052	0,07
7,3—10,4	4,9	0,36	0,27	0,05	99,20	0,12	0,058	0,08
10,4—11,9	4,5	0,38	0,27	0,05	99,10	0,14	0,060	0,08
Свежий базальт	1,9	0,30	0,26	0,09	100,17	0,064	0,031	1,0

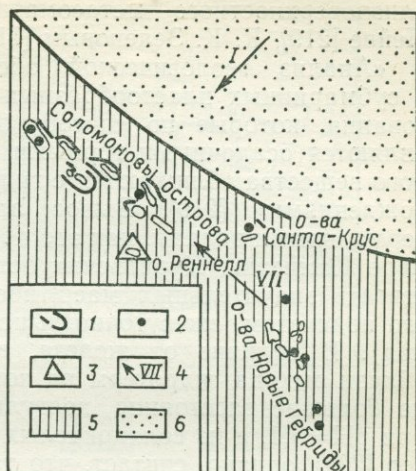
Таблица 20

Состав, %, железистых бокситов, образовавшихся непосредственно  
из мелилито-нефелиновых базальтов, на месторождении  
Ваилула-Гейм-Рефьюдж, о. Кауаи, по Г. Шерману, 1958 г.

Образец	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
1	4,0	48,5	26,0	3,1	17,3
2	4,7	47,0	25,1	3,3	17,5
3	5,5	46,3	28,7	3,6	17,9
4	4,4	45,8	28,0	4,1	17,6
5	2,1	41,2	36,1	5,0	16,8
6	1,9	43,1	36,0	5,8	16,7
7	2,0	39,3	37,0	5,5	16,3
8	2,4	39,3	36,5	6,5	16,7
9	2,1	19,2	60,8	5,5	14,1
10	0,0	36,2	38,6	6,0	16,8
11	0,0	44,3	28,7	4,5	19,7
12	0,0	43,7	31,0	5,0	22,2
13	0,1	41,7	32,5	4,1	18,9

Рис. 76. Месторождения бокситов, бокситовые почвы, коралловые рифы, вулканы, господствующие ветры и донные осадки в юго-западной части Тихого океана. По А. С. Калугину, 1973 г.

1 — коралловые рифы; 2 — действующие вулканы; 3 — бокситы (о. Реннелл); 4 — направление господствующих ветров (I — январь, VII — июль); 5 — минералогические провинции донных осадков: 5 — андезитовой пирокластики, 6 — красных глубоководных глин и радиоляриево-фораминиферных пелагических илов.



до меловых) вулканические породы, которые, по предположению В. А. Цанса [329], и служили при размыве источником глинозема. Прямым доказательством гипотезы С. Гольдича и Х. Бергквиста могли бы послужить, разумеется, только реликты пепловых структур в бокситах, но на Ямайке они пока не выявлены. Такие переходы от туфов к бокситам и известнякам описаны И. Папастиаматиу [447] на месторождении Кафенедес в Греции и В. Н. Григорьевым по бокситам Югославии [84].

Один из самых убедительных примеров образования «карстовых» бокситов за счет вулканического пепла приведен А. С. Калугиным [132]. Критически рассмотрев данные по месторождению о. Реннелл (Соломоновы острова), А. С. Калугин наглядно показал, что источником бокситов о. Реннелл не могли служить продукты перемыва коры выветривания базальтовых пород, образующих небольшой выступ на северо-востоке острова и скрытых на глубине под бокситоносными рифовыми известняками. В то же время наличие активно действующих или недавно уснувших вулканов в районе острова и химические свойства извергаемой ими пирокластики, фиксированной в донных осадках (рис. 76), позволяют с уверенностью сказать, что для образования залежей с запасами порядка 100 млн. т, прогнозируемыми на о. Реннелл, вулканический пепел как источник латеритов является в сущности единственно возможным материалом. Прогнозирование и поиски бокситовых залежей такого генезиса должно учитывать место и время выпадения пирокластики в процессе накопления рифовых толщ.

Другой способ образования вулканогенно-осадочных бокситов — путем отложения глиноземистых осадков в морском бассейне из вулканических гидротерм с параллельным развитием

близповерхностного метасоматизма — был рассмотрен А. В. Пейве [219], К. К. Зеленовым [117, 115] и Ю. М. Родченко [254].

«Анализ геологической обстановки... заставляет видеть в субмаринных пластообразных залежах бокситов такие образования, которые по способу отложения рудного вещества... являются осадочными горными породами, а по источнику рудного вещества сближаются с гидротермальными рудными месторождениями» [219]. Вынос алюминия кислыми ( $\text{pH}=1\div 3$ ) термальными водами, как это показано К. К. Зеленовым на примере Камчатки, Курильских островов и Индонезии, может достигать значительных масштабов (одна лишь р. Юрьева, по его подсчетам, ежедневно выносит в океан более 65 т алюминия). В отличие от железа, выпадающего из раствора уже вблизи выхода гидротерм на поверхность, алюминий мигрирует на большие расстояния, коагулируя из сернокислых растворов при  $\text{pH}=4,1$ , а из солянокислых лишь при  $\text{pH}=6,5$ . Н. М. Страхов [294], однако, считает, что таким путем могут образоваться только каолинитовые осадки, а бокситы в подводных условиях не возникают. Более того, ревизия данных К. К. Зеленова, проведенная С. К. Гиппом и другими, показала, что воды р. Юрьева наряду с большим количеством алюминия (0,49 г/л) и железа содержат определенное количество кремнезема (до 0,32 г/л), в результате чего при смешивании речных вод с водами Охотского моря образуется взвесь, содержащая 9,0—27,02%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 12,88—20,54%  $\text{SiO}_2$  и 4,65—21,03%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Взвесь эта представляет собой неупорядоченный алюмосиликат «с тенденцией к образованию глинистых минералов типа каолинита и галлузита» [75].

Эти возражения являются, впрочем, не более обоснованными, чем сама супратермальная гипотеза Пейве — Зеленова, так как относится к одному конкретному случаю и конкретным климатическим (гидрогеологическим) условиям. Взаимосвязь каолинитовых и бокситовых осадков в тропических странах достаточно широко известна. В упоминавшейся выше работе Г. Шермана [470], подтвержденной дополнительными наблюдениями Т. Танады [488], установлена прямая зависимость между содержанием глинозема в почве и количеством атмосферных осадков, причем при увеличении количества осадков от 750 до 5000 мм в год содержание гиббсита повышается за счет пропорционального уменьшения количества каолинита. Что же касается самого факта отложения бокситов в морских условиях, то это подтверждается находками остатков ископаемой фауны на таких месторождениях, как Бриньоль во Франции, Унтерлаусс в Австрии, в меловых и палеогеновых бокситах Греции и Югославии.

Применительно к Североуральским бокситовым рудникам (СУБР), для которых и была впервые предложена (1947 г.) супратермальная гипотеза, в последние годы сделана попытка объединить обе гипотезы — принята вулканогенная пироклас-

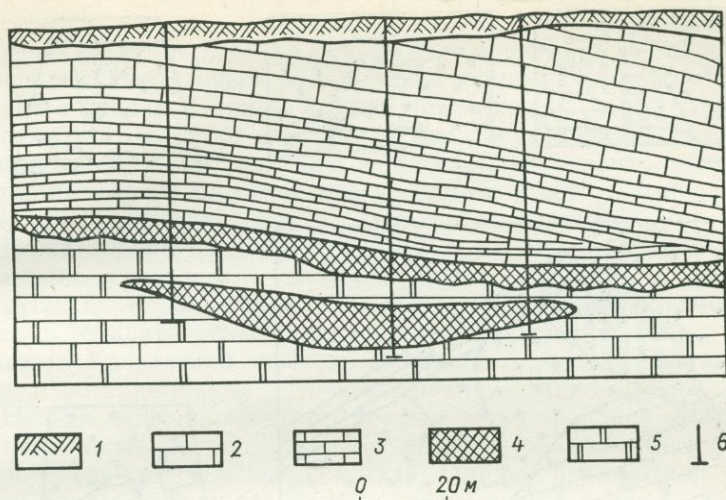


Рис. 77. Разрез месторождения Красная Шапочка. По И. И. Плотникову и Е. Д. Миловидову, 1962 г.

1 — почвенно-растительный слой; 2 — светло-серые рифогенные известняки; 3 — темно-серые амфиболовые известняки с редкими пропластками известково-глинистых сланцев; 4 — бокситы; 5 — светло-серые рифогенные известняки; 6 — скважины.

тика вместе с рифовыми известняками в качестве субстрата, метасоматически переработанного вулканическими гидротермами. Бокситы СУБР имеют кобленцско-эйфельский возраст и приурочены к Петропавловскому поднятию, по соседству с которым в Турьинском прогибе распространены синхронные бокситам вулканогенные образования. Вулканогенными породами сменяются к северу, в Щучьинском синклинории, и подстилающие субровский горизонт карбонатные отложения лудлова — жедина.

При традиционном рассмотрении бокситов СУБР как осадочных и обломочных образование рудных линз, залегающих под основным бокситовым пластом (рис. 77), а также неоднородность строения самого пласта (рис. 78) объясняют суффозионно-карстовыми процессами [223]. При таком толковании генезиса с трудом объяснялись многие факты (например, наличие брекчии известняков, цементированных бокситом во всех трещиноватых участках под рудным телом, независимо от предполагаемого палеорельефа; явную синхронность выполнения бокситом линз, залегающих под основным рудным телом, и самого тела и др.). Исследования, проведенные в последние годы А. К. Гладковским [75], более 25 лет занимающимся изучением бокситов, позволили установить среди слоистых серых и красных типов руд реликты пирокластического материала, остатки вулканического стекла с измененными микролитами полевых

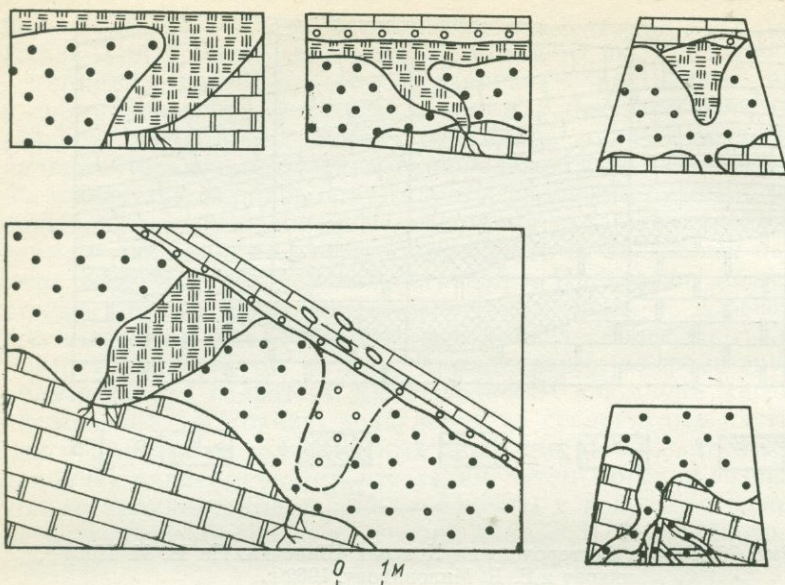


Рис. 78. Детали строения бокситовых залежей СУБР. По И. И. Плотникову и Е. Д. Миловидову, 1962 г.

1 — темно-серые амфиболовые известняки; 2—5 — бокситы: 2 — пестроцветные, 3 — яшмовидные, 4 — красные немаркированные, 5 — красные маркированные; 6 — светло-серые рифогенные известняки; 7 — «поноры».

шпатов и глобулами пироксена. Присутствие пирокластике в подстилающих бокситы карбонатных отложениях эйфеля на Урале вплоть до образования туффитовых известняков получило дополнительное обоснование в работах Г. И. Вялухина и А. Г. Бегешева [59], намечающих выделение специального маркирующего горизонта (атигский горизонт верхнего эйфеля — нижнего живета) для корреляции бокситоносных толщ Урала. Показательной является также хорошая сохранность в бокситах гомогенных титаномagnetитовых и отличная ильменитовых зерен, что в продуктах коры выветривания представить себе невозможно. Вместе с тем в бобовых бокситах иногда сохраняются остатки первичного карбонатного вещества.

На основании этих данных А. К. Гладковский и О. П. Огородников считают, что главной причиной бокситообразования на Северном Урале была гидротермальная переработка пеплового материала в субмаринных условиях, и выделяют три важнейших типа руд: метасоматические по подстилающим известнякам, метасоматические по обломочным породам и хемогенные осадочные бокситы.

Близкие взгляды развивает на основе палеогеографических построений В. Б. Шишаков [339] по отношению к бокситам и диаспоро-шамозитовым рудам, залегающим в орловских слоях верхнего девона Южного Урала. Источник глинозема для образования этих руд, по его данным, согласующимся с прежними выводами В. С. Мелешенко и Г. И. Бушинского, находился к юго-востоку от бассейна седиментации и связан с вулканической деятельностью силурийской и девонской эпохи.

Даже в работах, не опирающихся на представление о вулканогенно-осадочном происхождении бокситов, например в статье О. И. Бент и П. И. Скориной [17], посвященной возможной бокситоносности нижнекаменноугольных толщ Центрального Казахстана, области синхронного вулканизма включаются в потенциальные источники рудного глинозема.

Нельзя, конечно, сказать, что эта точка зрения в настоящем ее виде окончательно доказана применительно к месторождениям Северного и Южного Урала. Однако дальнейшая разработка ее тем более необходима, что древние бокситы так или иначе не вписываются в общепринятую ныне «латеритную» гипотезу. В этом убеждают нас и новые данные, полученные при изучении нового Среднетиманского бокситоносного района [156]. Здесь, на Верхневорыквинском и Вежаю-Ворыквинском месторождениях выявлена тесная временная связь раннегерцинского бокситообразования и базальтоидного вулканизма, во многом сходных с вышеупомянутым кайнозойским бокситонакоплением на Гавайских островах. Примечательно, что наряду с унаследованными структурами вулканитов в остаточных бокситах, в них же отмечается и последующая переработка их поствулканическими процессами, преобразующая первично бёмитовые залежи, обогащая их или, наоборот, разубоживая. Сделавшие эти наблюдения В. А. Лебедев и А. М. Плякин в дополнение к уже рассмотренным факторам влияния вулканизма на бокситообразование (базальтовой пирокластики как основы латеритных «почв», участие гидротерм в процессах латеритизации) справедливо указывают на локальное (интразональное) влияние вулканизма на атмосферные условия (повышение среднегодовой температуры и количества осадков), а также на возможность быстрой консервации сформированных бокситовых залежей покровными вулканитами. Большой интерес представляет находка бокситов и бокситоподобных пород в Горной Шории и на Севере Горного Алтая, описанных Б. Н. Лузгиным [160]. Образование диаспорсодержащих аллито-бокситов Остыгольского и Алгуйского проявлений в кабырзинской свите верхнего протерозоя этот автор интерпретирует как результат замещения андезито-диабазов при фумарольно-сульфатарных процессах. Гидротермально-метасоматическое происхождение аналогичных по составу бокситов Каяшканского проявления в вендских — нижнекембрийских толщах Бийского горст-антиклинория обосновывается им:

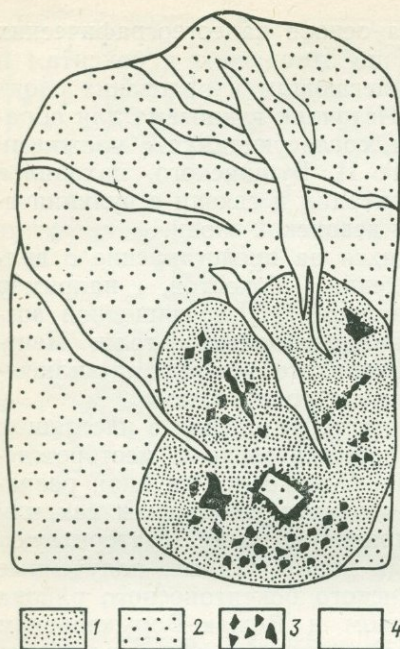


Рис. 79. Галька серого боксита в светлых известняках. Урал, бассейн р. Демид, Каменское рудопроявление. Зарисовка штуфа (уменьш. 9/10).  
1 — боксит; 2 — известняки; 3 — вкрапленность сульфидов; 4 — прожилки кальцита.

1) гнездовой и гнездово-жилевой морфологией бокситовых тел в известняках со специфической зональностью внутренней структуры (увеличением зернистости к центру гнезд и жил);

2) метасоматическим характером замещения вкрапленников плагиоклаза в эффузивах диаспором и серицитом, а амфиболов и пироксена — агрегатом лейкоксенодиаспорового состава с сохранением кристаллографических форм и плоскостей спайности;

наличием равномерной вкрапленности сульфидов, что не увязывается с особенностями латеритных кор выветривания;

3) присутствием в обеленных известняках эпидота, турмалина, хлорита, пирофиллита, граната, корунда и других минералов, позволяющих предполагать гидротермальный характер их переработки;

4) наличием своеобразных гидротермалитов и диаспоросодержащих пород с порфиробластическими выделениями кварца.

При этом в аллито-бокситовых структурах наблюдаются характерные бобовидные структуры, встречаются сероцветные и красноцветные разности, сходные с девонскими бокситами СУБР.

Совершенно исключительный интерес для разработки вулканогенно-осадочной гипотезы образования бокситов может представить группа рудопроявлений Верхнесергинского района Урала, локализованных на разных уровнях в орловском горизонте верхнефранского подъяруса, где, по данным Н. Н. Будановой, В. Г. Варганова и других, выявлены серые бокситы весьма своеобразного состава, содержащие до 11—15% закиси железа, значительное количество сульфидов пирита, халькопирита, галенита, а также специфический набор элементов-примесей (иттрий, иттербий, церий и др.), нехарактерных для латеритных кор выветривания. Весьма характерно, что бокситовая брекчия, попадающая в перекрывающие известняки, т. е. типичные рудокласты, содержит обломки бокситов (рис. 79), харак-

теризующиеся всеми перечисленными особенностями. На рис. 79, кроме того, видно, что серые бокситы (галька) содержат внутри себя реликты известняков, аналогичных тем, что вмещают гальку. Это свидетельствует о синхронности накопления карбонатных толщ и процессов приповерхностного гидротермально-метасоматического бокситообразования. Таким образом, речь идет не о наложении чуждых латеритным бокситам минеральных парагенезисов, а, по всей вероятности, о синхронном с образованием высокоглиноземистых агрегатов привносе цветных металлов и редких элементов.

Сравнивая между собой эпохи бокситонакопления, Б. М. Михайлов [184] отмечает, что до девона признаки латеритных кор выветривания вообще неизвестны, и справедливо полагает, что уже на настоящем этапе развития наших представлений о генезисе бокситов необходимо, как минимум, разрабатывать прогностные критерии для каждого возрастного интервала в отдельности. Понятно, что некоторые из существенных критериев прогноза для чисто экзогенных и вулканогенно-осадочных бокситовых месторождений окажутся различными.

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СФОРМИРОВАННЫЕ ПУТЕМ ГРАВИТАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ

В эту группу объединены вулканогенно-осадочные месторождения сырья, образованного самими вулканическими породами или слагающими их минералами и приобретшего свои промышленные качества за счет обогащения тяжелыми и легкими компонентами магматического расплава в процессе фракционной кристаллизации и миграции летучих, а также эоловой и водной сортировки пирокластического материала.

По времени своего возникновения в вулканическом цикле описываемая группа месторождений занимает полярное положение по отношению к месторождениям, отложенным из вулканических гидротерм и эксгаляций. Если последние образуются на поздних стадиях формирования вулканических аппаратов, в период затухания вулканизма, то описываемая группа возникает на ранних эксплозивных стадиях или в так называемых «первичных» вулканах по А. Ритману [459].

Что касается геотектонического положения, то как вулканы упомянутого типа, так и «гравитационные» вулканогенно-осадочные месторождения возникают главным образом в орогенную стадию геосинклиналей и отчасти в зонах тектоно-магматической активизации и на платформах и не характерны для субаквального вулканизма начальных стадий геосинклинального развития.

### Месторождения титана

Сведения о поведении титана в ходе вулканогенно-осадочного литогенеза незначительны, однако дают довольно ясное представление об условиях его локализации. В поствулканических гидротермах титан обычно, по-видимому, содержится в незначительных количествах. Так, например, в хлоридно-сульфатных термах вулканов Эбеко и Менделеева (Курильские острова) зафиксированы содержания титана 0,0002—0,0006 г/л, в сублиматах фумарол Долины Десяти Тысяч Дымов (Аляска) содержание титана составляет всего 0,005% и лишь в сублиматах фумарол Везувия достигает 0,1%, что все-таки не превышает его кларковых концентраций. Вместе с тем процессы выщелачивания, идущие вдоль путей восходящих вулканических гидро-

терм, приводят к выносу титана из околорудных пород. Н. М. Страховым [294] подробно рассмотрена дальнейшая миграция титана в растворах и показана садка его в виде примеси к гидротермально-осадочным железным рудам вблизи выходов гидротерм, что и наблюдается на месторождениях [232]. Например, в магнетито-гематитовых рудах Коргонского месторождения Горного Алтая содержание  $TiO_2$  достигает 8%.

Вынос титана вулканическими гидротермами не приводит, таким образом, к образованию самостоятельных месторождений этого металла. Есть, однако, еще один процесс, способствующий концентрации титана или, точнее, его минералов в ходе вулканической деятельности — процесс образования пирокластических россыпей. Так, по сведениям В. Вольфа [501], на месторождении Кампо-Гранде (о. Антао) среди рыхлых вулканических выбросов были обнаружены массы кристаллов титанита. Возможно, именно такой тип накопления и является определяющим для вулканогенно-осадочных руд титана и некоторых других элементов. Такое предположение в известной мере подтверждается данными Е. М. Емельянова [104], показавшего на основании изучения более 700 проб донных осадков Атлантического океана, что наиболее высокое содержание титана (до 2%) характерно именно для вулканокластических осадков (в среднем 1,13% при среднем содержании во всех типах осадков 0,31%, а в диатомовых илах 0,06%), причем явно зависит от размера обломочного материала и больше в песках, чем в алевритах. Анализ составленных им карт показывает, кроме того, что в целом распределение титана сходно с распределением железа и является негативным отражением карты распределения  $CaCO_3$ . Представляет большой интерес вывод о ничтожном содержании титана в осадках рифтовых зон, состоящих из продуктов разрушения ультраосновных пород.

К настоящему времени известен лишь один район с вулканогенно-осадочными титановыми рудопоявлениями — на Русской платформе, в юго-восточной части Воронежской антеклизы. Проявления представлены именно этим редким генетическим типом вулканогенно-осадочных рудных залежей — древними пирокластическими россыпями, приуроченными к ястребовскому горизонту девонского возраста. Этот горизонт мощностью до 35 м вскрыт скважинами на глубинах 50—70 м и выявлен, по данным В. А. Блинова и др. [20], в полосе шириной 20—40 км и протяженностью около 100 км в среднем течении р. Дон (от с. Лосево до г. Богучар). Простираение этой полосы в общем совпадает с Лосевско-Мамоновской зоной разломов, контролирующей вулканическую деятельность девонской эпохи. Оруденение приурочено к грубообломочным туфам, туффитам и туффито-песчаникам, обломочный материал в которых представлен пирокластикой основного состава с большим количеством обломков кристаллов ильменита (до 50% массы породы),

причем содержание ильменита находится в обратной зависимости от терригенной составляющей породы и, таким образом, явно связано с вулканическим процессом. Ильменит обычно представлен корродированными зернами и обломками кристаллами черного и буровато-черного цвета, реже целыми кристаллами с идиоморфными ограничениями, иногда слегка лейкоксенизированными, но большей частью неизмененными. В грубо- и среднеобломочных туфогенных породах размеры его зерен составляют 0,25—0,3 мм, а в тонкообломочных — 0,1 мм и менее.

Современные сходные по составу россыпи в перемытых туфогенных образованиях известны на Курильских островах (Итуруп, Кунашир, Парамушир), однако здесь концентрации ильменита связаны уже, по-видимому, с влиянием пляжевого перемыва пирокластики. Воронежские рудопроявления по механизму образования ближе к таким эндогенно отсортированным образованиям, как описанные нами кристаллокластические туфы кислого состава в коргонской свите Алтая, состоящие почти нацело из обломков калиевого полевого шпата [232], или оливиновые пески побережья Гавайских островов, описанные Г. В. Тиррелем [306] и определяемые А. Ритманом [459] как «кристаллы-лапилли» (выброшенные порфиновые выделения еще жидкой в остальной части магмы).

Метаморфическими аналогами титановых рудопроявлений ястребовского горизонта являются, возможно, обнаруженные и изучавшиеся нами параамфиболиты с обильной (10—15%) вкрапленностью ильменита в районе пос. Пушное, в Беломорской зоне Карело-Кольского региона. В виде линзовидных тел мощностью до 15—20 м и протяженностью в несколько сотен метров эти рудоносные амфиболиты залегают среди гранитизированных гнейсов архея, представляя собой реликт вулканогенных образований докембрия. Подобное же строение имеет, судя по описаниям, и финское месторождение Отанмяки, рудные амфиболиты которого содержат до 19%  $TiO_2$  (в среднем 12,2%).

Перспективы титановых месторождений вулканогенно-осадочного генезиса, как отмечает Л. Ф. Борисенко [25], могут оказаться весьма благоприятными в связи с их легкой обогатимостью, а также ценными примесями скандия (30—80 г/т в ильмените) и ванадия (от 250 до 1000 г/т).

### **Месторождения вулканического стекла, шлаков, пемзы, туфов**

Вулканические стекла (перлиты, обсидианы, пехштейны и др.), шлаки, пемзы, трасс, пумициты, пуццоланы, туфы являются превосходным строительным материалом, причем особенно велика их роль как сырья для получения жароупорного теплоизоляционного и конструктивно-теплоизоляционного бетона. Вспученный перлит благодаря высокой сорбционной способности

приобретает в последние годы все большее значение и в других отраслях хозяйства: для изготовления фильтров в нефтяной, химической и пищевой промышленности, а также в сельском хозяйстве для улучшения структур почв. Из многочисленных работ, посвященных этому сравнительно новому виду сырья, отметим монографии С. П. Каменецкого [133] и В. В. Наседкина [193], а также сборник трудов совещания 1966 г. о закономерностях формирования и размещения месторождений вулканического стекла [113], включающий в себя работы В. П. Петрова, П. П. Будникова, Е. Ф. Малеева, М. Б. Григоровича, М. А. Кашкая, А. В. Жукова, К. М. Сагателяна и других. Значимость водосодержащих вулканических продуктов как полезных ископаемых можно оценить по масштабам добычи перлитов, составляющей только в СССР и США более 1 млн. т ежегодно. Общие мировые запасы перлитов, обсидианов, пемзы, шлаков и туфов составляют несколько десятков миллиардов тонн.

Наиболее крупные месторождения перлитов известны в США (Ноу Эгью и Соккоро в Нью-Мексико, Сьюпирио в Аризоне и др.), в СССР (Арагацкое, Воротанское, Джрабер-Фонтанское в Армении, Береговское на Украине, месторождения Казахстана, Дальнего Востока и др.), в Италии (острова Сардиния, Понца), на Филиппинах (о. Лусон), в Японии, Венгрии, Болгарии, Монголии. В этих же странах, а также в Турции, ФРГ и некоторых латиноамериканских странах расположены крупнейшие месторождения обсидианов, пемзы и пумицитов, пуццоланов, шлака, туфов.

Важнейшие генетические типы месторождений вулканического стекла и близких по типу пород приведены в табл. 21. Из них наиболее существенное практическое значение имеют месторождения, связанные с формированием лавовых потоков и туфовых накоплений. Размеры их могут быть самыми разнообразными. К крупным относятся объекты с запасами сырья более 5 млн. м<sup>3</sup>, мелкими считаются месторождения менее 0,5—1 млн. м<sup>3</sup>. В табл. 22, составленной по данным С. П. Каменецкого, В. В. Наседкина, Д. Е. Саватеева, К. Г. Шириняна и других, и в табл. 23 представлена характеристика среднего состава и физических свойств стекловидных вулканических пород.

По своему происхождению вулканические стекла, шлаки, туфы относятся к типичным образованиям вулканогенно-осадочного литогенеза. Извержение на поверхность магматических продуктов, богатых водно-газовой фазой, обусловлено специфическим развитием вулканических очагов, имеющих повышенную прочность кровли и высокую вязкость расплава (кислые и щелочные, отчасти средние по составу магмы). В этом случае, как показано А. Риттманом [459], возникает возможность не только перехода из густой гипомагмы в насыщенную газами подвижную пиремагму, но и появления газовой жидкой взвеси — «раскаленного тумана», причем газовая составляющая этой

Генетические типы месторождений вулканических стекол  
и близких к ним пород  
(составлена с использованием данных В. В. Наседкина  
и В. П. Петрова)

Генетический тип и морфология тел	Фациальные условия накопления	Полезные ископаемые	
		в комплексах кислого состава	в средних и основных по составу комплексах
Экструзии вязкой лавы (купола)	Субазральные вул- канические аппараты	Перлит, обсидиан, (пемза)	—
Лавовые излияния (потоки)		Перлит, обсидиан, (пемза)	(Шлак)
Туфовые выбросы (конусы, покровы)		Пемза, туф, (перлитовый песок)	Шлак, туф
Туфогенные осад- ки (покровы, линзы, слои)	Озерные и морские бассейны, речные и водно-ледниковые до- лины вулканических областей	Перлитовый песок, пемза	Шлак

Таблица 22

Химический состав, %, стекловидных вулканических пород

Окислы	Перлиты	Пемза	Шлак
SiO <sub>2</sub>	68,50—73,85	61,3—72,5	46,0—57,0
TiO <sub>2</sub>	0,1—0,2	0,2—0,9	0,8—1,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,5—15,8	12,8—15,8	13,6—21,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1—1,2	0,2—3,1	6,2—8,4
FeO	0,2—1,1	0,2—0,5	1,0—4,2
MnO	0,0—0,20	0,0—0,15	0,01—0,2
CaO	1,0—1,2	0,8—2,2	6,0—9,5
MgO	0,0—0,30	0,02—2,98	3,8—5,2
Na <sub>2</sub> O	2,2—3,5	2,1—5,8	3,5—4,9
K <sub>2</sub> O	3,5—4,8	3,5—4,5	1,6—3,3
SO <sub>3</sub>	0,01—0,48	0,05—0,30	0,0—1,1
CO <sub>2</sub>	0,0—0,4	0,0—0,3	0,0—0,6
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,0—7,0	0,5—4,6	0,6—2,5
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,1—1,5	1,0—3,5	0,6—2,6

Физические свойства стекловидных вулканических пород

Физические свойства	Перлиты		Пемза	Шлак
	До вспучивания	После вспучивания при 900—1250 °С		
Объемная масса, г/см <sup>3</sup>	1,6—2,3	0,06—0,66	0,3—0,9	0,4—1,5
Общая пористость, %	2—35	60—80	60—80	30—80
Сопrotивление раздавливанию, кгс/см <sup>2</sup>	7—41	3—20	7—20	5—160
Кoэффициент теплопроводности при 20° С		0,025—0,12	0,08—0,14	0,08—0,2

взвеси происходит как из самой магмы, так и за счет ее транспаризации — заимствования воды из вмещающих пород. При отсутствии прорыва магмы на поверхность вулканические стекла, однако, не образуются. Таким образом, при несомненном эндогенном источнике самого вещества, являющегося продуктом дифференциации магматического очага, они образуются исключительно в поверхностных и приповерхностных условиях за счет резкого перепада давления и температуры, а также вторичной гидратации лавовых и туфовых продуктов как гидротермальными, так и метеорными водами [50].

Изменение давления и температуры извергнутых вулканических продуктов в общем случае ориентировано перпендикулярно к охлаждающейся поверхности, благодаря чему существуют переходы от стекловатых пород, пемз и шлаковых корок в нормально раскристаллизованные эффузивы, но вместе с тем достаточно характерно и влияние струйчатого распределения ленточной фазы в магматическом расплаве, приводящее к резко выраженной зональности и ритмичному чередованию линзовидных прослоев, в различной степени обогащенных водной фазой. Для образования потоков, пластов и конусов стекловидных пород решающим условием является дифференциация продуктов в подводящем канале. Субаквальная сортировка, приводящая к образованию перлитовых песков, переотложенной пемзы и шлака, пумицитов, в общем мало влияет на качество сырья, чаще ухудшая его примесями, реже обогащая.

Вулканические стекла легко «стареют» главным образом под влиянием изменения условий давления, раскристаллизовываясь и теряя пористость. Содержание конституционной воды при этом может сохраняться весьма высоким, в особенности в игнимбритах и сходных с ними породах (сваренных туфах и литифицированных пемзах), в чем мы имели возможность убедиться на самых различных по возрасту вулканогенных образованиях — от протерозоя доныне [229, 233].

Примером месторождений описываемого вида сырья может служить Арагацкое месторождение, занимающее юго-западный склон горы Арагац (вулканический комплекс Артени) в 90 км к западу от Еревана. В этом месторождении кроме перлита содержатся также и крупные запасы других видов вулканического стекла. По категории А они составляют  $1076\ 160\ \text{м}^3$ , а по общей геологической оценке — миллиарды кубических метров и практически неисчерпаемы.

В строении месторождения (рис. 80) участвуют как эффузивы, так и экструзивные образования. Серии лавовых потоков и пластов туфов ответвляются из двух центров. Собственно Арагацкое месторождение представляет собой лишь часть одного из наиболее крупных потоков, сложенного перлитом, перлитовыми брекчиями и обсидианами. Поток берет свое начало у вершины горы Мец Артени и протягивается на юго-запад на 10—11 км при ширине 0,8—3,2 км. Другие потоки несколько меньших размеров веерообразно расходятся на северо-восток (4,5 км), юго-восток и северо-запад (1,5—2,5 км). Туфовые выбросы (перлитовые пески), образовавшиеся в самую начальную стадию формирования вулканического комплекса, сохранились лишь на склонах гор Мец Артени и Покр Артени и в седловине между ними. Еще меньшим масштабом характеризуются вулканические стекла интрузивной фазы: купольные стекловатые лавобрекчии и дайковый комплекс.

Потоки в целом имеют обсидиано-перлитовый состав. При общей мощности 50—90 м они имеют неоднородное строение. Верхняя зона (30—75 м) сложена перлитом, под ней — обсидиано-перлиты («мареканиты») мощностью 3—10 м, в основании — обсидиан и обсидиановая брекчия (3,5—4 м). Латеральная зональность выражается в увеличении количества крупноглыбового материала и включений обсидиана в перлит по направлению от жерла вулкана так, что во фронтальной части поток приобретает агломератовый характер.

Перлиты месторождения представлены серыми, белесыми и буровато-коричневыми разностями, отличаются также и текстурой (плотные, пористые, флюидальные). Стекловатый базис составляет около 95% породы, остальное падает на лейсты плагиоклаза (2%), гематита (0,5%), биотита (0,2%) и кварца (0,1%). Микропоры (16,8—27,3% от объема породы с полосовидным их распределением) содержат большое количество летучих компонентов ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ , следы He, Ne, Ar, Kr, Xe).

Обсидианы светло-бурые, серые, коричневые и смоляно-черные перемежаются друг с другом в виде флюидальных полос и брекчий. Различаются блестящие разновидности (практически гомогенное аморфное стекло) и мутные (с частично раскристаллизованным и сферолитовым стеклом).

Технологические испытания показали, что водопоглощение перлитов колеблется в широких пределах (от 1 до 15% по

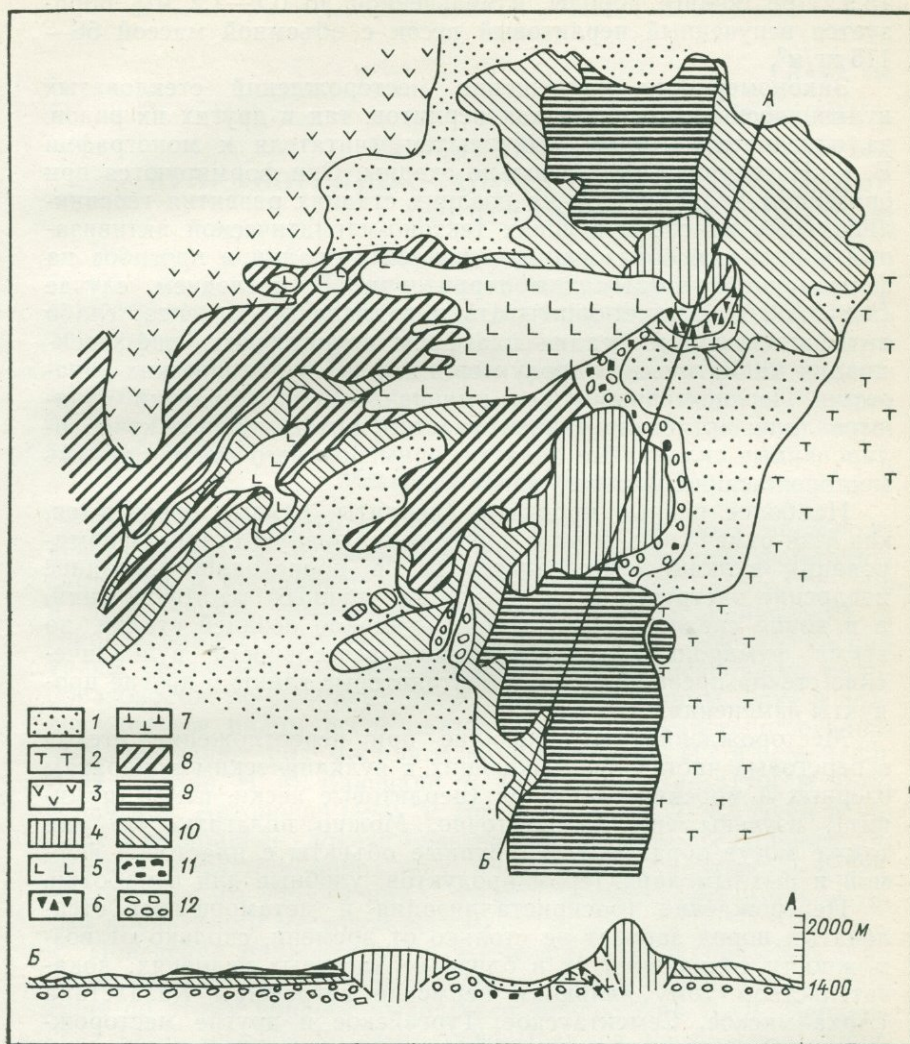


Рис. 80. Геологическая карта вулканического комплекса Артени. По В. В. Наседкину, 1969 г.

1 — элювиально-делювиальные отложения; 2 — арагацкий туф; 3 — андезито-дацит; 4 — липаритовые лавобрекчии экструзивного типа; 5 — липариты; 6 — стекловатые лавобрекчии; 7 — спекшиеся туфы; 8 — обсидианы, перлиты; 9 — перлитовые брекчии; 10 — полосчатые потоки липарито-перлито-обсидианового состава; 11 — эруптивная брекчия; 12 — пемзовые отложения.

весу), температура вспучивания при нагревании в течение 10—15 сек составляет 830—940° С, коэффициент вспучивания 8,5—15,9. При обжиге породы, измельченной до 0,7—1,2 мм, образуется вспученный перлитовый песок с объемной массой 56—115 кг/м<sup>3</sup>.

Закономерности размещения месторождений стекловатых вулканических продуктов как перлитов, так и других их видов, за описанием которых мы отсылаем читателя к монографии В. В. Наседкина [193], довольно сходны. Они формируются при орогенном вулканизме — на поздних стадиях развития геосинклинальных поясов и в зонах тектоно-магматической активизации в процессе образования межгорных впадин и прогибов на фоне общего воздымания территории. В последнем случае (зоны ТМА) следует учитывать и влияние фундамента: слабо литифицированные осадки платформ препятствуют дифференциации магматических продуктов в жерлах вулканических аппаратов. Перспективными для выявления месторождений являются лишь активизированные участки щитов и ранее консолидированные складчатые области, примером чего могут служить месторождения Бурятии.

Наиболее ценные продукты (перлиты, пемзы) образуются, как уже отмечалось, в начальную взрывную стадию формирования вулканических аппаратов; в происходящее позднее внедрение экструзивов не возникает крупных месторождений, а в конце средней (эффузивной) — начале поздней стадии во время фумарольно-гидротермальной деятельности вулканические стекла преобразуются в бентонитовые глины и другие продукты изменения.

Месторождения, возникающие при переотложении стекол в береговых частях, примыкающих к вулканическим аппаратам озерных и морских бассейнов (перлитовые пески, пемза, пумицит), изучены еще недостаточно. Можно полагать, что они также могут образовывать крупные объекты с пластовой формой и рыхлым характером продуктов, удобные для отработки.

Перерождение (раскристаллизация и метаморфизм) стекловатых пород зависит не столько от времени, сколько от возможности сохранения их в близповерхностных условиях; доказательством тому являются пермские витрофиры Казахстана (Архалыкское, Семейтауское, Тургайское и другие месторождения). Однако в целом наиболее перспективными для выявления этого вида сырья, безусловно, следует считать альпийские подвижные пояса.

Большой интерес и значительные перспективы как новый вид сырья представляют собой вулканические стекла с повышенным содержанием редких щелочей (в особенности цезия) и редких металлов, встречающихся в содержаниях, пригодных для промышленного извлечения.

**ПРОБЛЕМАТИКА.  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ДЛЯ КОТОРЫХ  
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ  
ПРЕДСТАВЛЯЕТСЯ ВЕРОЯТНЫМ**

Имеется целый ряд элементов, для которых несомненно участие их в вулканогенно-осадочном рудообразовании, однако существование самостоятельных вулканогенно-осадочных месторождений неизвестно или недостаточно обосновано, хотя и вполне возможно. В этой главе кратко рассмотрены существующие данные, почерпнутые в значительной мере из литературных источников и частично переработанные с учетом исследований автора.

**Месторождения радиоактивных элементов**

Связь с вулканизмом крупных гидротермальных месторождений урана, в особенности молибдено-урановой формации, считается в настоящее время очевидной [147, 155, 172, 299 и др.]. Однако вопрос об образовании в вулканических и сопредельных с ними областях стратиформных месторождений урана, связанных с процессами вулканогенно-осадочного рудообразования, по-прежнему остается дискуссионным, хотя и поддерживается рядом исследователей. Как вулканогенно-осадочные описывают ряд месторождений урана Ф. И. Жуков [199], В. Н. Котляр, И. М. Баюшкин, В. И. Данчев и др. [179], В. Вуянович и А. Антонович [493], Т. Бодзе, Й. Сато, Т. Судзуки и др. [313]. Как правило, доказательства вулканогенно-осадочного литогенеза касаются небольших по размерам рудных залежей, однако, как мы увидим ниже, их можно приложить и к некоторым крупнейшим месторождениям.

Поведение радиоактивных элементов в вулканическом процессе изучено достаточно подробно. Среди обширной литературы по этому вопросу выделяется монография В. В. Чердынцева [333], выводы которого основываются на большом количестве личных наблюдений и анализов, а также на обобщении данных по различным регионам, начиная с первого измерения радиоактивности лав Везувия, проведенного Дж. Джолли в 1909 г. Как и для интрузивных пород, в эффузивах отмечается обогащение радиоэлементами кислых разностей, однако гораздо ярче проявлены региональные отличия: наибольшие содержания урана и тория известны в лавах действующих вулканов Италии и Липарских островов (до 35 р. р. т. U и

110 p. p. m. Th), а также в лавах действующих вулканов некоторых ураноносных провинций на континентах (Запад США, Франция), тогда как лавы вулканических островов Тихого океана, и в особенности океанические толеиты, содержат эти элементы в ничтожных количествах (0,05—0,5 p. p. m.).

При изучении древних вулканических серий выявляется тенденция к накоплению радиоактивных элементов в породах вверх по разрезу как в эволюционном ряду внутри одной вулканогенной формации, так и в процессе эволюции складчатых областей в целом. Это хорошо видно по данным, полученным нами совместно с Г. Н. Шапошниковым и другими в пределах Алтае-Саянской складчатой области [89, 231], и подтверждается во многих других регионах, отражая общие закономерности эволюции земной коры в целом [279]. Для оценки возможностей вулканогенно-осадочного рудообразования применительно к радиоактивным элементам большой интерес представляют, однако, данные о выносе их из вулканического очага и вулканогенных пород. К сожалению, широкие наблюдения касаются обычно общей радиоактивности вод, а не содержания в них урана и тория.

Немногочисленные данные показывают, что содержания урана и тория колеблются в широких пределах даже в пределах одного fumarольного поля. Конденсаты fumarола камчатских, курильских и гавайских вулканов показали содержания урана от 0,8 до  $7,2 \cdot 10^{-7}$  г/л, в кислых железисто-хлоридных термах вулканов Японии К. Ногуты и М. Имахаси [202] отмечены более высокие содержания (до 38 мг/л в источнике Татеймангокудани, префектура Тояма), причем между содержанием урана и железа, урана и хлоридов обнаружена прямая линейная зависимость, а по отношению к рН обратная. В общем случае уран в виде уранилиона может переноситься как в кислой, так и в щелочной среде. Ториево-урановое отношение, как отмечает В. В. Чердынцев, в большинстве случаев низкое, что «...указывает на меньшую возможность переноса тория по сравнению с ураном из недр Земли» [333, с. 58].

Активный вынос урана и тория происходит, по-видимому, в течение всей вулканической деятельности, причем происходит и прямо из лав, что наблюдалось В. В. Чердынцевым на примере фторидных эксгалаций из потока остывающей андезитовой лавы (Ключевской вулкан, «Прорыв Пийпа», 1966 г.), содержащих  $1,15 \cdot 10^{-4}\%$  урана. Сравнительная характеристика туфов и лав одних и тех же вулканических аппаратов самых разных регионов ясно показывает обеднение первых ураном, торием и калием сравнительно с их излившимися аналогами, включая игнимбриты [97], что свидетельствует о потере урана пирокластической фазой за счет газовых эманаций. Тонкие наблюдения И. Г. Березиной и др. [211], показавших, что более 90% урана содержится в основной массе породы при небольшом

содержании его во вкрапленниках и отсутствии в миндалинах, позволяют фиксировать оптимальное время его отделения самими поздними стадиями перед остыванием магмы.

Концентрации урана в отложениях горячих источников и масштабы отложения иногда довольно значительны. Так, известковые натёки источника Фледермаус (Бадгаштейн, Австрия) содержат 0,1% урана, а радиоактивный травертин в Сет-Ла-Кей (Хопи-Бьютс, Аризона, США) содержит в среднем 0,03%  $U_3O_8$  на мощность 4,5 м, причем вмещающий его туфопесчаник характеризуется еще большим содержанием (0,20%  $U_3O_8$ ) и прослеживается на 45 м [323].

Условия возникновения промышленных концентраций урана в поверхностных и близповерхностных условиях изучены достаточно полно. Рассмотрим кратко те из них, которые касаются принципиальной возможности образования стратиформных рудных тел при вулканических процессах.

Применительно к месторождениям, формирующимся в непосредственной близости к центрам вулканических извержений, в вулкано-тектонических депрессиях, такой анализ достаточно подробно сделан в монографии В. Л. Барсукова, Г. Д. Гладышева и др. [314]. Связь этих месторождений, относимых обычно к молибдено-урановой формации, с вулканизмом очевидна и подтверждается не только их устойчивой ассоциацией с вмещающими вулканитами, но и возрастными взаимоотношениями. Поскольку это признается не всеми исследователями, укажем здесь на наблюдения П. Д. Яковлева [353], показавшего тесную структурную связь с вулканическими постройками не только для рудных тел и сопровождающих их метасоматитов, но даже и для пострудной кварцево-карбонатно-флюоритовой минерализации, а также на данные Е. С. Тарасова [300] о *пострудном вулканическом брекчировании* на месторождениях этого типа.

Рудные тела молибдено-урановых месторождений представляют собой обычно сложное сочетание жильных, штокверковых и пластовых рудных тел, из которых последние являются, в сущности, гидротермально-инфильтрационными образованиями. Глубина рудоотложения обычно невелика (от 200—300 до 800 м, редко до 1000—1200 м), температурный интервал рудоотложения (180—50° С) сходен с обычными параметрами рудоносных вулканических терм. Для поверхностных вариантов мы имеем здесь дело с одной из разновидностей вулканогенно-осадочного рудообразующего процесса.

Образование гидротермально-осадочных рудных залежей в континентальных условиях для вулканических построек, вероятно, не характерно. В. Л. Барсуков и др. [314] показали, что при дегазации углекислых растворов, неизбежно следующей из восходящего движения вулканических гидротерм, наряду с повышением их щелочности возрастает и активность ионов  $CO_3^{2-}$ , это приводит не к отложению, а к растворению урана и,

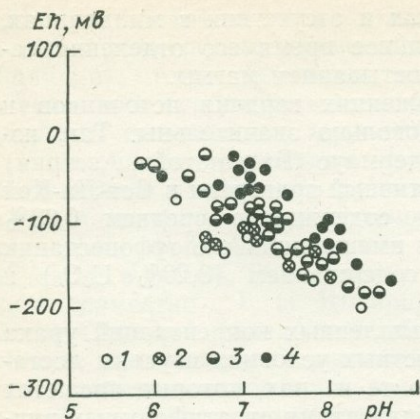


Рис. 81. Зависимость содержания урана в пластовых водах от Eh и pH. По А. К. Лисицыну и другим, 1969 г. 1-4 — содержания урана в водах (г/л): 1 —  $10^{-7}$ , 2 —  $10^{-6}$ , 3 —  $10^{-5}$ , 4 —  $10^{-4}$ .

следовательно, к миграции его в сторону от вулканических аппаратов. Что касается остальных термобарических и гидрохимических условий концентрации урановых руд [163, 172, 310 и др.], то диапазон их, как известно, настолько широк, что если не учитывать

указанное обстоятельство, принципиальную возможность рудоотложения в поверхностных условиях исключить нельзя, в особенности при наличии соответствующих сорбционных геохимических барьеров [221].  
 Вместе с тем *повышение растворимости урана при дегазации гидротерм*, отмеченное В. Л. Барсуковым и другими, представляется очень важным, так как легко объясняет механизм активного выноса урана в вулкано-термальных полях не только из самого магматического очага, но и за счет выщелачивания осадочно-вулканогенных образований. Это является существенным дополнением к общей благоприятной обстановке для миграции минерализованных гидротерм в вулканических областях, обеспечиваемой участием нагретых вадозных вод и возникновением высокого окислительно-восстановительного потенциала. Возможность длительного обновления растворов обеспечивает в свою очередь реальность систематического поступления рудного вещества в зоны разгрузки.

*Выпадение урана из растворов в наибольшей степени обусловлено ролью вмещающих пород.* Влияние различных компонентов вмещающих пород как геохимического барьера трактуется по-разному: отдается предпочтение органическим соединениям [159], подчеркивается ведущая роль сульфидов железа [134], отмечается совпадение физико-химических констант для сорбционных явлений и границ растворимости урана в природных водах [90]. Во всех случаях физико-химические параметры осаждения урана в условиях инфильтрационных близкоповерхностных и поверхностных процессов относятся к областям нейтрализации растворов ( $\text{pH}=5,5\div 8$ ) при Eh от  $-30$  до  $-120$  мВ (рис. 81).

Дальность переноса урана в растворах, как показывают наблюдения, может быть достаточно велика: обогащение урана

богатым органическим веществом анаэробных осадков в Тихом океане происходит в удалении на многие десятки километров от западно-американского побережья [492]. Что же касается количества урана, выносимого при вулканических процессах, то, как показывают расчеты [335], при вовлечении в сферу действия вулканических гидротерм  $1 \text{ км}^3$  кислых лав и игнимбритов выносится около 25 тыс. т урана.

Миграция тория и условия его выделения из растворов в гипергенных условиях изучены очень слабо. Тем больший интерес представляют в этом отношении исследования А. А. Дроздовской и Ю. П. Мельника [100], показавших резкое возрастание содержания тория в кислых растворах (до  $10^{-4}$  г-ион/л при  $\text{pH}=4$ ), а также возможность его переноса в умеренно щелочных ( $\text{pH}=9\div 10$ ) карбонатных водах с выпадением гидроокиси тория при изменении кислотности — щелочности растворов. Принципиальная возможность накопления тория в сфере вулканогенно-осадочного литогенеза, таким образом, существует, но достоверные примеры ее реализации пока неизвестны.

Отсылая читателя за более подробными сведениями к упомянутому литературным источникам, рассмотрим несколько примеров приложения гипотезы вулканогенно-осадочного рудообразования к урановым месторождениям. Один из таких примеров приводится В. Н. Котляром и др. [179] со ссылкой на данные Н. П. Лаверова и др. (1966 г.). Стратиформное настурановое месторождение приурочено к континентальным вулканогенно-осадочным толщам мезозойского возраста, выполняющим грабенообразные депрессии, заложенные на консолидированном палеозойском фундаменте. В строении рудовмещающих толщ участвуют терригенные и вулканокластические породы, в подчиненном количестве распространены также и лавы, причем в нижнем ритме (500 м мощности) эффузивы имеют состав андезито-базальтов, в среднем (200—300 м) — андезиты и дациты и в верхнем (около 100 м) — липариты, отражая, таким образом, эволюцию вулканических очагов. Рудные тела приурочены к пористым породам, обычно содержащим растительные остатки (туффитовым конгломератам, гравелитам, песчаникам) на участках их трансгрессивного налегания на фундамент. При рудной минерализации в «туфогенных песчаниках» (по-видимому, мелкообломочных туфах) и других вулканических породах промышленных тел не образуется. Форма рудных тел плитообразная и линзообразная (рис. 82) с размерами от десятков и сотен метров до 1 км и более в длину, от нескольких десятков сантиметров до десятков метров по мощности; обычно наблюдается несколько залежей одна над другой, разделенных прослоями. Значительно реже встречаются жилеобразные и гнездообразные тела, выполняющие зоны трещиноватости и послойные срывы. Текстуры руд в пластовых залежах порошковатые, коровые, тонкозернистые, в жилах — колломорфные, брекчиевые, прожилковые. Рудные минералы представлены коффинитом, настураном и урановой чернью, присутствуют также пирит, марказит, сфалерит, гематит, самородный мышьяк, реальгар.

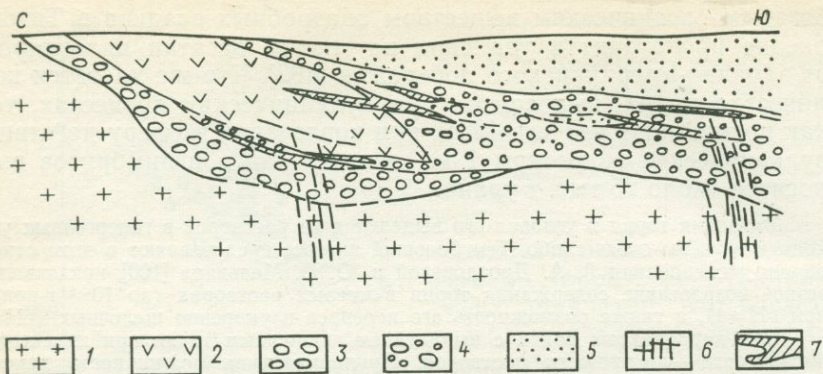


Рис. 82. Разрез стратиформного уранового месторождения в мезозойских осадочно-вулканогенных толщах. По Н. П. Лаверову и другим, 1966 г.

1 — граниты фундамента; 2 — липаритовые туфолавы; 3 — валунные туфоконгломераты; 4 — гравелиты; 5 — песчаники; 6 — разломы; 7 — рудные тела.

Сопутствующие минералы: каолинит, дикцит, монтмориллонит, гидрослюды, карбонаты, кварц, тонкорассеянные сульфиды. Процессы аргиллизации проявились весьма интенсивно вблизи рудных залежей и на широких площадях вокруг них, как это и характерно для вулканических процессов.

Уже приведенные краткие данные позволяют предполагать связь рудообразования с вулканическими процессами. Исследования М. В. Шумилова, В. Г. Головина и других показывают, что гидротермальная аргиллизация проходила в слаболитифицированной толще кластических осадков. Рудообразующие растворы, судя по составу и температурам декрипитации (150—220° С) газово-жидких включений в минералах, формировались в результате смешения глубинных терм и вадозных вод. Наряду с хорошо проявленной гидротермально-метасоматической зональностью аргиллизитов отчетливо выявляется фациальный контроль оруденения — приуроченность залежей к древним речным руслам.

Значение месторождений вышеописанного типа, по-видимому, не слишком велико. Более существенную роль в промышленном балансе урановых руд играют фосфорно-урановые месторождения, в особенности расположенные в краевых вулканических поясах каледонских складчатых областей, условно рассматриваемые В. Н. Котляром и др. [179] также в качестве вулканогенно-осадочных.

Интересно рассмотреть приложение гипотезы вулканогенно-осадочного рудообразования к урановым месторождениям плато Колорадо, генезис руд которых вот уже более 20 лет является предметом острых дискуссий [163, 172, 256, 323 и др.].

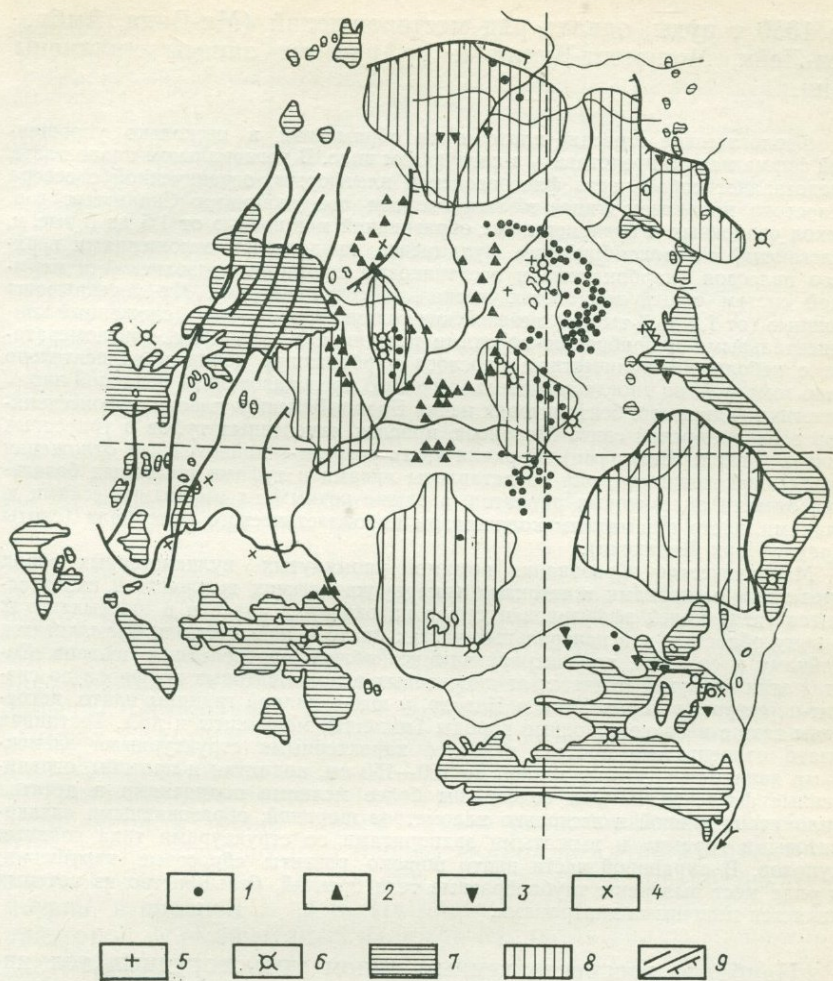


Рис. 83. Схема распространения урановых месторождений и кайнозойских вулканогенных образований плато Колорадо. По К. Б. Хунту, 1956 г. и Р. П. Фишеру, 1968 г.

1—3 — стратиформные урановые залежи: 1 — в юрской формации Моррисон, 2 — в триасовой формации Чайнл, 3 — в других формациях; 4—5 — несогласные залежи: 4 — диатремы, 5 — жилы; 6—9 — вмещающие образования и структурные элементы: 6 — лакколиты и центры вулканических извержений, 7 — площади распространения (останцы) кайнозойских вулканических толщ, 8 — основные прогибы, выполненные мезозойскими отложениями, 9 — крупнейшие флексуры, сбросы и взбросы с обозначением падения.

Плато Колорадо представляет собой обширную рудную провинцию (рис. 83), в пределах которой известно около тысячи месторождений и рудопроявлений урано-ванадиевых и медно-урановых руд, составляющих около 55% всех запасов урана США. Большинство их — мелкие объекты с запасами

до 1000 т руды, однако ряд месторождений (Ми-Вида, Амброния-Лейк, Монумент-Вилли и др.) имеют запасы миллионы тонн.

Геологическое строение плато и его обрамления в несколько упрощенной форме можно представить в следующем виде. В региональном плане плато представляет собой часть фанерозойской платформы, ограниченной с севера и востока поднятием Уинта и складчатыми сооружениями Скалистых гор. Чехол осадочных и вулканогенных образований мощностью от 1,5 до 5 тыс. м, залегающий на докембрийском фундаменте, представлен отложениями верхнего палеозоя (карбонатные и песчанниковые толщи пенсильванской и пермской систем общей мощностью несколько сотен метров). Их перекрывают мощные (от 1,2 до 4 тыс. м) мезозойские толщ (триас — мел), сложенные континентальными и прибрежно-морскими песчаниками, сланцами, конгломератами с небольшим количеством прослоев карбонатных пород и относительно мало заметной, но иногда значительной ролью преобразованной пепловой пирокластики (например, бентонитовая пачка Браши-Бейсин и пласты туфопесчаников в верхнеюрской свите Моррисон, прослой измененных туфов в триасовых свитах Чинл и Шинарам). Верхняя часть разреза — кайнозойские отложения переменной мощности, они представлены лавами и туфами щелочных базальтов, отчасти андезитовых риолитов, а также речными и озерными песками и глинами, часто с заметным количеством пирокластического материала (свиты Браунс Парк, Бидахочи).

Магматические образования помимо упомянутых вулканогенных пород представлены некками и штоками типа вулканических жерловин и их сателлитов среди полей эффузивов и туфов на окраинах плато и в примыкающих к нему областях, а в центральных частях плато — лакколитами, бисмалитами, дайками и силлами, концентрирующимися вблизи определенных центров. Состав этих интрузий меняется от диоритовых и монзонитовых порфиров до сиенит-порфиров; в горах Хопи и Навахо, у юго-западной границы плато, встречаются также и более основные породы (минетты, мончикиты и др.). Тектоника плато относительно проста: наиболее характерными структурными элементами являются крупные, длиной до 100—150 км, поднятия и прогибы, ограниченные флексурами. Они осложнены более мелкими поднятиями в десятки километров длиной и несколько километров шириной, образованными «лакколитовыми горами» и выжатыми эвапоритами со структурами типа соляных куполов. В окраинной части плато широко развиты сбросовые нарушения; в ряде мест выявлены трубообразные тела брекчий, большинство из которых является типичными диатремами.

Наиболее распространенным типом урановорудных тел являются стратиформные залежи, в меньшей степени распространены рудные столбы и сложной формы тела в трубках обрушения и диатремах, а также жилы. Среди рудных залежей различают урано-ванадиевые, распространенные главным образом на восточной окраине плато (месторождения Плейсервилл и Лайтнер-Крик, штат Колорадо, вообще содержат уран лишь в качестве примеси), существенно урановые — в центральной части плато и медно-урановые (западная часть плато, район Уайт-Каньон, штат Юта). Последние сходны с типичными медистыми песчаниками штатов Нью-Мексико, Техас и Оклахома, залегающими в тех же толщах и также содержащими небольшое количество урана. Оруденение встречено в 33 стратиграфических горизонтах от пенсильванской до палеогеновой систем и добывалось в 22, однако наиболее крупные

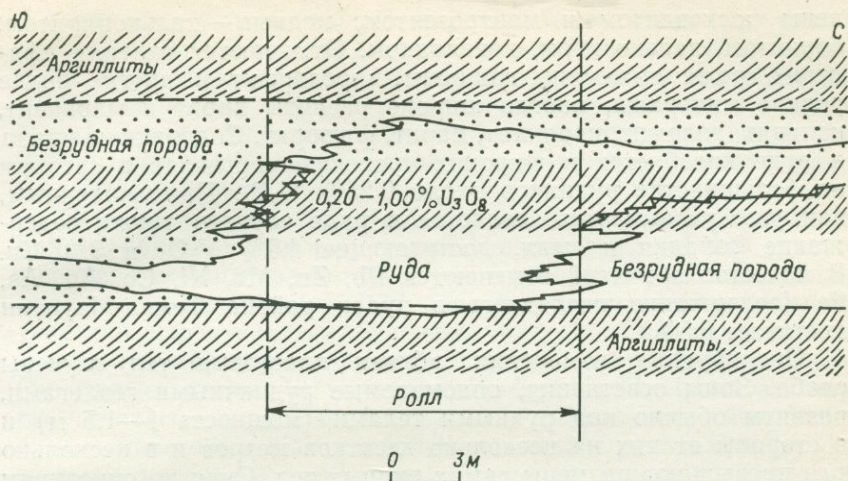


Рис. 84. Разрез типичного рудного ролла с плато Колорадо, месторождение Амброзия-Лейк. По В. С. Килли и другим, 1968 г.

залежи встречены в песчаниках юрской свиты Моррисон (пачки Браши-Бейсин и Солт-Уош, около 50% добычи) и юрских известняках Тодилто (порядка 7%), а также в триасовых песчано-конгломератовых свитах Чинл и Шинарамп (почти 39% добычи). Оставшаяся часть — в основном в верхнемеловых песчаниках Дакота и палеогеновых песчано-аргиллитовых отложениях свиты Уосатч.

Наиболее распространены плитообразные тела округлой и удлиненной в плане формы самых разнообразных размеров. Ширина их колеблется от первых метров до сотен метров, мощность от 10 см до нескольких метров, очень редко десятков метров, в среднем 1—2 м. Не повсеместной, но достаточно характерной формой рудных залежей являются роллы, чаще всего встречающиеся в песчаниках свиты Солт-Уош. Роллы часто переходят в плитообразные тела, являясь как бы связующим звеном между двумя пропластками руды на разных уровнях, как показано на рис. 84, и, по-видимому, отвечают направлению наиболее проницаемых частей пластов или участков, обогащенных органикой (например, найденной в некоторых случаях минерализованной древесиной). Эта характерная деталь хорошо показывает, что совпадение со стратиграфическими горизонтами у рудных тел наблюдается лишь в общем плане, а в деталях контакты секущие, указывающие на постседиментационный характер оруденения.

В неокисленных рудах основными урановыми минералами являются уранинит и другие черные окислы урана, коффинит, урансодержащий асфальтит. Ванадиевые минералы представ-

лены роскоэлитом и монтрозеитом, медные — халькопиритом, борнитом, халькозином, ковеллином. Отмечаются галенит, сфалерит, реже смальтин, гринокит, герсдорфит и другие более редкие минералы; иногда широко развиты пирит и марказит, кальцит, доломит, каолинит, барит, флюорит. Содержание урана в руде колеблется в широких пределах, составляя в среднем на большинстве рудников около 0,25%  $U_3O_8$ . Промышленным, как уже указывалось, является в ряде случаев также содержание ванадия и меди, достигающие 4,5%  $V_2O_5$  и 3%  $Cu$ . В качестве примесей отмечаются  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Mo$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Ag$ ,  $As$ ,  $Se$  (содержание последнего в рудах района Темпл-Маунтин достигает 0,5%).

Околорудные изменения вблизи пластовых тел изучены слабо. Зоны осветления, описываемые рудничными геологами, развиты обычно под рудными телами (мощность 1—1,5 м) и в стороны от них на несколько десятков метров и в несколько раз превышают размеры самих рудных тел. Судя по описаниям П. Керра и сотрудников [257, 414 и др.], осветление обусловлено интенсивными процессами аргиллизации, и в особенности восстановлением тонкорассеянного гематита в пирит. В некоторых случаях (район Капитол-Риф, штат Юта) в околорудных аргиллитах отмечены аномальные содержания меди и цинка.

Значительно менее распространены в районе плато Колорадо секущие рудные тела, часть из которых явно переотложенные, «послесбросовые» (postfault), например в районе Грантс, штат Нью-Мексико, а другие приурочены к диатремам и трубкам обрушения, т. е. к вулканическим образованиям ранней (эруптивной) стадии вулканического цикла. Последние обычно являются непромышленной минерализацией, но две трубки (Вудроу, штат Нью-Мексико, и Орфан-Лод, штат Аризона) представляют собой промышленные месторождения. Оруденение приурочено к брекчии в центральной части трубок или к кольцевым сбросам, минеральный состав его аналогичен стратиформному оруденению.

Сравнительно небольшое значение имеют и типичные жильные месторождения, разрабатывающиеся в районе Мэрисвейл, штат Юта. Ураноносные жилы приурочены к палеоген-неогеновым субвулканическим интрузиям кварцевых монцонитов и гранитов, а частью переходят в породы перекрывающих их вулканических серий Буллион-Каньон. Интересно, что триасовые и юрские отложения (свиты Чинл, Шинарамп и др.), являющиеся основным вмещителем урановых залежей в центральных частях плато Колорадо, в районе Мэрисвейл оруденения не содержат. Мощность жил невелика и составляет 1—2 м, достигая в местах пересечений 6—7 м, длина по простиранию 30—500 м и более. Вертикальный размах оруденения составляет около 700 м. Руды брекчиевой текстуры сложены обычно уранинитом, ассоциирующим с умохоитом (гидратизированный урано-молибдат),

а также флюоритом, кварцем, пиритом, магнетитом. Содержание составляет в среднем 0,2%  $U_3O_8$ , сведения о содержании молибдена отсутствуют, по примерной оценке добыча его примерно равнялась количеству урана (всего в районе добыто 275 тыс. т руды). Околорудные изменения выражены алунитизацией (I стадия) и аргиллизацией (II стадия), с которой и связано урано-молибденовое оруденение.

Относительно генезиса урановых месторождений плато Колорадо и прилегающих территорий у исследователей нет единого мнения. Большинство авторов, у которых мы заимствовали приведенное выше описание [172, 256, 323], указывают на эпигенетический характер стратиформных рудных залежей и склоняются к их гидротермально-инфильтрационному происхождению. Некоторые авторы (Ф. Кеберлен, Н. Денсон, П. Проктор и другие) считают вулканический пепел в синхронных вмещающих оруденение горизонтах наиболее вероятным источником урана, отмечая *повышенное содержание урана не только в вулканических продуктах третичного возраста, но и в вулканическом пепле толиц, синхронных вмещающим оруденение свитам Шинарамн, Чинл и др.* Существует представление и о гетерогенности месторождений плато Колорадо [179], и принадлежности их к различным рудным формациям: урано-битумной, урановой в терригенных осадках, урано-угольной, гидрогенной в зонах пластового окисления и другим, причем многие крупнейшие рудные залежи считаются полигенными. При рассмотрении провинции в целом основная дискуссия шла по пути противопоставления: либо гидротермальное, либо осадочное оруденение, причем любая из двух альтернативных гипотез приходила в противоречие с наблюдаемыми фактами. Приложение вулканогенно-осадочной гипотезы не только устраняет имеющиеся противоречия, но и, как нам кажется, открывает перспективы в доизучении этой богатейшей рудной провинции, намечает пути выявления новых рудных залежей.

Рассмотрение оруденения плато Колорадо как единого комплекса месторождений, связанных между собой постепенными переходами, основано на следующих особенностях.

1. Преимущественная приуроченность крупнейших залежей к определенным стратиграфическим интервалам. Наличие нескольких эпох оруденения, приблизительно совпадающих с этими интервалами (обычно несколько моложе их), выявленных по корректным равновесным свинцово-урановым отношениям в гипогенных рудных минералах (рис. 85).

2. Зависимость интенсивности оруденения от литологии вмещающих пород, приуроченность его к пористым (песчанистым) разностям и углефицированным остаткам. Наличие вместе с тем богатых органикой горизонтов, не затронутых оруденением, в непосредственной близости к рудным телам (например, район Солт-Уош в Ураванском рудном поясе или район Лисбон-Вилли,

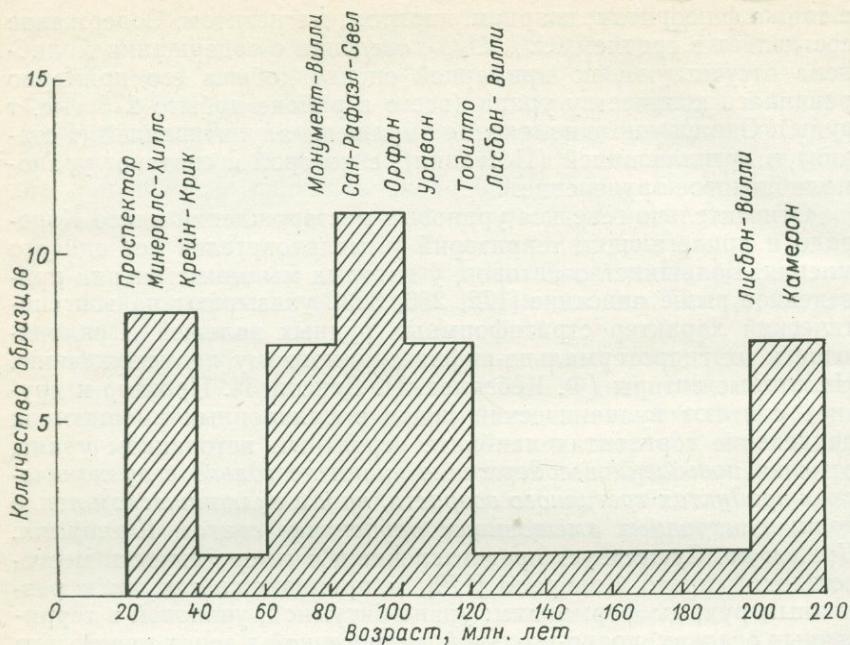


Рис. 85. Гистограмма значений Pb/V- изотопного возраста оруденения плато Колорадо по первичным урановым минералам. Составлена по данным Д. Миллера, Дж. Калпа, П. Ф. Керра, Р. П. Фишера.

в поясе Биг-Индиан). В палеофациальном плане — локализация рудных тел в древних руслах и их пересечениях.

Одинаковый характер околорудных изменений (аргиллизация) для всех морфологических типов оруденения. Отсутствие, по данным Р. Гаррелса и А. Поммера [323], отрицательных геохимических аномалий, достаточных для вывода о выщелачивании и переотложении урана из боковых пород.

3. Черты эпигенетического рудообразования в неметаморфизованных рудных залежах (рудные роллы, резкие границы рудных залежей, переход оруденения из одного горизонта в другой и др.); наличие оруденения разных морфологических типов, в том числе сложных по форме тел в вулканических диатремах, однотипных по минеральному составу со стратиформными залежами.

4. Переотложение или наложение оруденения вдоль разломов, секущих пластовые рудные тела (район Грантс, рудное поле Амброзия-Лейк); метаморфизм пластовых урано-ванадиевых рудных тел около даек с образованием ванадийсодержащего граната при наличии урано-молибденового оруденения в интрузиях и покровах вулканитов, комагматичных этим дайкам (Маунт-Тэйлор, Мэрисвейл).

5. Закономерная смена в пространстве устойчивых рудных ассоциаций (ванадий-урановая, медно-урановая, урановая, молибдено-урановая) как в масштабе всей провинции плато Колорадо, так и в масштабах рудных полей (например, переход урано-ванадиевых руд без меди на юге района Монумент-Вилли, рудник Монумент-2, в урано-медные руды Уайт-Каньон на севере района; молибденовые ореолы района месторождений Ми-Вида и Айк-Никсон; переход медного и уранового оруденения из свит Дакота и Мосс-Бак в урано-ванадиевое оруденение свиты Катлер, залегающей ниже по разрезу в районе Лисбон-Вилли и др.). Микрizonaльность подобного типа обнаруживают рудные жилы и роллы.

6. Сходная геохимия вулканических образований и оруденения (повышенные содержания кроме упомянутых рудных элементов также Pb, Zn, Ag, Co, Ni, Se, As, Cd, Cr, Ba, F), причем не только третичных вулканитов, вмещающих урановорудные жилы, но и пирокластики, играющей, как показывали наблюдения Э. Уотерса, Х. Грэнчера, Дж. Гриффитса, В. Килли [256, 323 и др.], существенную роль в составе обломочных пород ураноносных свит триаса и юры.

7. Приуроченность наиболее крупных месторождений к «сегменту Сан-Хуан» (термин В. Килли), где расположены и почти все лакколлитовые центры; тяготение рудных залежей к диатремам и зонам кольцевых обрушений. Наличие остатков третичных вулканических покровов над рядом рудных полей (Маунт-Тэйлор и др.).

При сопоставлении изложенных фактов естественно присоединиться к тем исследователям, которые указывают на эндогенный источник оруденения и инфильтрационный (гидротермально-инфильтрационный) способ рудоотложения, связывая поступление рудных элементов с вулканическими очагами. Очевидно, что в случае пластовых тел в терригенных породах мы имеем дело с рудными концентрациями, отдаленными от вулканических построек, однако реконструкция связи синхронных вулканических процессов в районах примыкающих к плато Колорадо, с вышеотмеченной зональностью оруденения, несомненно, выявит специфические закономерности для каждой из трех эпох оруденения. Приуроченность к фациальным порогам (палеоруслам) является, по-видимому, отражением литологических условий, благоприятных для рудоотложения, и второстепенным фактором по сравнению с глубиной рудоотложения, что отмечалось при разведке отдельных рудных полей еще в 1955 г. [172] как «магический интервал глубин», охватывающий интервал порядка 300 м.

Реконструкция глубины формирования руд должна проводиться для каждого этапа рудообразования в отдельности, причем в качестве рабочей гипотезы можно высказать предположение о том, что при однотипной в целом геохимии руд образование промышленных типов оруденения должно было испытать определенную эволюцию как в составе преобладающих концентраций, так и в морфологии рудных тел. В общем виде это отражено на рис. 86, на котором видно, что первый этап оруденения характеризуется главным образом урано-ванадиевым составом, второй (наиболее продуктивный) — медно-урановым, третий — урано-молибденовым с селеном. Морфология рудных тел закономерно меняется от пластовых тел первого этапа к пластикам и трубкам взрыва второго и к жилам третьего.

Заметим, что такая смена оруденения во времени является частным случаем более общего закона филогенеза и онтогенеза рудных формаций [258]

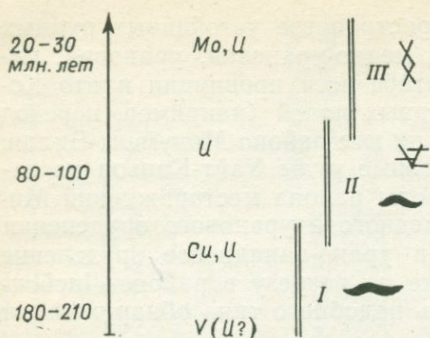


Рис. 86. Эволюционная зональность рудных концентраций и морфологии рудных тел в месторождениях плато Колорадо.

*I—III* — этапы рудообразования: *I* — пластовые залежи, *II* — пластовые залежи и сложные тела в разломах и трубках обрушения, *III* — жилы, редко линзы и залежи.

и эволюционной рудной зональности, описанной Д. В. Рундквистом и И. А. Неженским [259].

При рассмотрении вулканогенно-осадочных месторождений радиоактивных элементов в целом намечается тенденция к накоплению наибольших концентраций урана в связи с поздними (орогенными) этапами геосинклинального развития и в областях ТМА. Наиболее характерно рудоотложение в отдалении от вулканических очагов гидротермально-инфильтрационным путем, что обусловлено в первую очередь высокой подвижностью урана. Вопрос о концентрации других радиоактивных элементов, как уже отмечалось, изучен недостаточно.

### Месторождения вольфрама, молибдена, олова, бериллия

Самостоятельные промышленные месторождения этих металлов, для которых было бы полностью доказано вулканогенно-осадочное происхождение, до настоящего времени не выявлены. Известны тем не менее промышленные концентрации вольфрама и олова в качестве примеси к марганцевым, сурьмяно-ртутным и колчеданным вулканогенно-осадочным рудам. Достаточно часто присутствуют эти элементы и в отложениях вулканических гидротерм и эксгаляций. Все это вместе с данными о палеогеографическом размещении месторождений олова, вольфрама и бериллия позволило некоторым исследователям [114, 409, 434] предполагать наличие и самостоятельных рудных концентраций этих металлов в вулканогенно-осадочных залежах. Особую актуальность, как будет ниже показано, приобретает такая постановка вопроса для ряда стратиформных месторождений докембрия.

Сведения о содержании W, Sn, Be в продуктах вулканических эксгаляций немногочисленны. В Боливии (район Унсия) известны отложения горячих минеральных источников с вольфрамсодержащими псиломеланом и лимонитом (до 2,2% WO<sub>3</sub>). Наличие вольфрама зафиксировано также в травертинах Салин-

Вилли (Калифорния) и в кремнистых отложениях источников Ваймангу и Ротокоа в Новой Зеландии. Хорошо известно повышенное содержание вольфрама (0,007%  $WO_3$ ) в рапе четвертичных вулканогенно-осадочных солевых залежей «сухого» оз. Сёрлс (Калифорния, США), содержащей также значительное количество лития (0,018%  $Li_2O$ ), являющегося предметом промышленной эксплуатации. Несмотря на низкую концентрацию, запасы вольфрама в оз. Сёрлс по оценке, приводимой Н. М. Страховым [294], соизмеримы с суммарными запасами вольфрамовых месторождений США.

Проявление молибдена, локализованное в опализированных андезитовых лавах, встречено на вулкане Буревестник (о. Итуруп, Курильский архипелаг), где оно тесно связано с прожилково-вкрапленной минерализацией самородной серы и по глубине формирования соответствует уровню синхронных кратерно-озерных отложений [1]. В современных вулканических областях максимальные содержания вольфрама (до 0,5 мг/кг) и молибдена (до 0,3 мг/кг) выявлены в высокотемпературных щелочных, сульфатных и сульфатно-хлоридно-карбонатных гидротермах [13, 77].

Повышенные концентрации олова обнаружены Э. Цисом [503] в инкрустациях фумарол Долины Десяти Тысяч Дымов (Аляска). Наличие касситерита в фумарольных возгонах Этны отмечает Ф. Корзини [377], расценивая этот факт как доказательство принципиальной возможности выноса больших количеств олова вулканическими эманациями. В сублиматах фумарол вулкана Шова-Шинзан (Япония) содержание олова достигает 0,18%, а в отложениях лимонита около термальных источников Восточной Суматры зафиксировано до 0,96%  $SnO_2$ . Около 0,5% олова содержится в фумарольных инкрустациях вулкана Уайт Айленд (Новая Зеландия). Представляет интерес то, что большинство этих данных относится к вулканам базальтового состава, хотя обогащение оловом преимущественно кислых расплавов и считается общепринятым.

А. М. Заседателев [114] со ссылкой на американских авторов (Л. Уорнер, В. Холзер и другие) сообщает о высоких концентрациях бериллия в железо-марганцевых отложениях среди травертинов и гейзеритов, не указывая, к сожалению, его содержания. В осадке из рассола, вскрытого знаменитой скважиной в районе оз. Солтон-Си (Калифорния) и рассматриваемого в качестве «неразбавленной магматической воды» современного вулканического очага риолитового состава [73], зафиксировано 0,07% Be, что уже соответствует рудным концентрациям. По данным Е. А. Баскова и С. Н. Сурикова, наиболее часто бериллий встречается в кислых термах, однако в небольших концентрациях (до 0,0008 мг/кг), в то время как спорадические концентрации его в щелочных источниках достигают 0,031 мг/кг (источник Тымлынский, Камчатка). Макси-

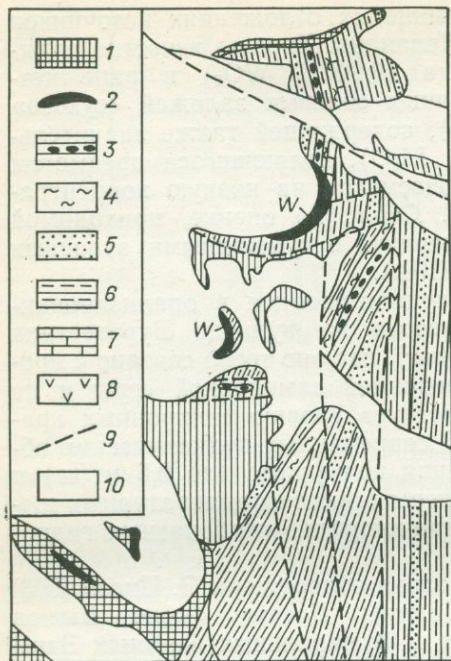


Рис. 87. Схема геологического строения месторождения Голконда. По П. Ф. Керру, 1940 г.

1 — туфы комплекса, перекрывающего оруденение (верхние и нижние); 2 — стратиформные марганцеворудные тела (два вольфрамсодержащих тела показаны индексом W); 3 — псиломелановые и ярозитовые жилы и брекчиевые руды; 4 — кремни, окремненные известняки; 5 — кварциты; 6 — глинистые сланцы; 7 — известняки; 8 — дайки диабазов; 9 — разломы; 10 — четвертичный щебнисто-гравийный покров.

мальные концентрации бериллия (0,1 мг/кг) выявлены в водах источника Кимбу (о. Хонсю, Япония). Установлено, что, подобно многим другим элементам, бериллий первоначально находится в вулканических продуктах в составе легко растворимых минералов: водные вытяжки из пеплов вулкана Безымянного (Камчатка), по сообщению Л. А. Башариной [14], содержали 0,00016% Be.

Приведенные отрывочные данные все же позволяют судить о выносе и возможности накопления W, Mo Sn и Be при фумарольно-гидротермальной деятельности. Не противоречат этому и теоретические расчеты миграции [11, 126], а также опыты по моделированию процессов осаждения этих элементов из растворов [267 и др.].

В качестве экзотического примера вольфрамворудных концентраций несомненно вулканогенно-осадочного происхождения обычно приводят небольшие марганцевые месторождения Голконда и Содавилл (Невада, США). На месторождении Голконда — линзы вольфрамсодержащих марганцевых руд (рис. 87) мощностью в среднем порядка 1 м и протяженностью до 150 м, залегающие на известковистых туфах и перекрытые известняками. В общем пористые руды в ряде случаев обнаруживали явно слоистую текстуру. Состав руд [294]:  $MnO_2$  65,66%;  $MnO$  10,31%;  $Fe_2O_3$  3,32%;  $Al_2O_3$  0,34%;  $CaO$  3,44%;  $BaO$  5,65%;  $MgO$  1,26%;  $K_2O$  0,35%;  $SiO_2$  1,70%;  $WO_3$  2,78%. Вольфрам, находящийся в форме тунгомелана и вольфрамсодержащего лимонита, выщелачивался при добыче и обогащении из руд с осаждением в виде  $CaWO_4$ . Горячие источники, отлагающие гидроокислы марганца, действуют около горы Голконда и в настоящее время.

Значительно больший интерес представляет в перспективе, однако, другой тип стратиформных месторождений вольфрама, выявленных в последние десятилетия во многих местах земного шара среди вулканогенно-осадочных толщ различного возраста. Месторождения эти довольно однотипны и представляют собой залежи вкрапленных и прожилково-вкрапленных шеелитовых руд с примесью сульфидов в туффитовых, песчано-сланцевых и карбонатных породах, иногда в той или иной мере метаморфизованных. При региональном и регионально-контактовом метаморфизме вмещающие породы превращаются в гнейсы, амфиболиты и скарноиды [91], оруденение становится более контрастным, однако в целом такие преобразования носят обычно изохимический характер и не влияют существенно на состав и морфологию рудных залежей.

На вероятную связь вольфрамовых концентраций с подводным вулканизмом и сингенетичный характер стратиформных сурьмяно-вольфрамо-ртутных руд Сардинии, Турции и Греции впервые обратил внимание А. Маухер [434]. Приводимые им доказательства этой связи развиты впоследствии Р. Хёллем и уже рассмотрены нами достаточно подробно в главе о сурьмяно-ртутных месторождениях. Рассмотрим здесь коротко сведения о типичных вольфрамоворудных месторождениях, используя данные этих же авторов [410, 434], к сожалению, неполные.

Месторождение Дудаш (Турция), выявленное в 1936 г. и разрабатывавшееся с 1937 по 1944 г., представляет собой пласт вкрапленных руд мощностью 0,1—1,8 м и несколько сотен метров длиной, залегающих среди мраморов нижнего палеозоя, переслаивающихся с зелеными сланцами, образованными по вулканитам основного состава. Рудная вкрапленность представлена шеелитом, антимонитом, киноварью, пиритом и марказитом, халькопиритом и борнитом, из них антимонит иногда встречается в виде сростков. Оруденение сопровождается окремнением, серицитизацией и хлоритизацией. Верхняя и нижняя границы рудного пласта как резкие, так и постепенные. В синкинематических гранитах, обнажающихся в 5,5 км от месторождения, признаки рудной минерализации полностью отсутствуют.

На месторождении Фелбертал (Австрия) шеелитоносная вкрапленность локализована в горизонте мощностью до 300 м, прослеженном на 2,5 км по простиранию и 1,4 км по падению и приуроченном к нижней части вулканогенно-карбонатно-терригенной серии Хабаш. Рудная вкрапленность представлена молибдошеелитом, пирротинном, халькопиритом, молибденитом, висмутином, серебром и золотом и так же, как в предыдущем случае, сопровождается окремнением вмещающих ее известняков. Распределение рудной вкрапленности отвечает синседиментационным текстурам и преобразуется в процессе складчатости совместно с ними.

Как сингенетичную вмещающим породам и связанную с субмаринным базитовым и ультрабазитовым вулканизмом рассматривают В. Каннингэм и др. [379] сходную по типу минерализацию в докембрийских формациях Пиривири и Булайян (Южная Родезия), имеющих возраст соответственно 1950 и 2900 млн. лет. Вольфрамоносный горизонт формации Пиривири, представленный переслаиванием кварцито-песчаников и вулканитов основного состава, имеет общую протяженность до 60 км при мощности порядка 10—20 м и сложен кварц-турмалиновыми сланцами и гнейсами. В формации Булайян выявлено несколько горизонтов с рассеянной вольфрамо-сурьмяной, вольфрамо-золото-серебряной и другой минерализацией, причем в ряде случаев наблюдаются тектуры проседания, подводные оползни, следы раннедиагенетического брекчирования и другие признаки, взаимоотношения которых с минерализацией указывают на ее конседиментационный характер.

Метаморфизованное («скарноидное») оруденение этого типа выявлено в докембрии Норвегии, США, Бразилии и других регионов. Изучавшие его исследователи (П. Скааруп, Х. Урбан, О. Твете и другие) склонны также объяснять первичное накопление вольфрама отложением из вулканических гидротерм в процессе осадконакопления с последующей регенерацией его при метаморфизме [489]. Интересно, что во многих случаях, подобно концентрации значительной части других металлов при хемогенной садке из гидротерм (Cu, Hg, Se, Mo, Co, V, Au), вольфрамовое оруденение часто локализовано в углеродистых сланцах (Австрия, Турция, Португалия), превращенных в графитовые и графито-амфиболовые сланцы (Норвегия, Уганда).

Вулканогенно-осадочное происхождение имеют, возможно, и некоторые недостаточно изученные проявления вольфрама в СССР, например Барун-Шивея в Восточном Забайкалье [145], Аккаялу-Озек в Горном Алтае, проявления Кузнецкого Алатау, Енисейского кряжа и др.

Стратиформный характер шеелитовых месторождений Приладожья (Карелия) отмечался Г. В. Макаровой и нами [162, 241], хотя в этом случае мы, возможно, имеем дело с конвергентным типом совмещенной разновозрастной минерализации: наложением скарновой шеелитовой минерализации на вкрапленные вулканогенно-осадочные сульфидные руды, служившие геохимическим барьером.

Хорошая сводка данных по стратиформным вольфрамовым месторождениям дана недавно В. К. Денисенко и Д. В. Рундквистом [91], которые хотя и допускают возможность первичного обогащения вольфрамом вулканогенно-осадочных толщ в процессе осадконакопления, но отдают предпочтение метаморфогенной гипотезе образования шеелитовых концентраций. Наиболее характерными, однако, судя по данным тех же авторов, являются постоянная локализация стратиформных месторож-

дений вольфрама в эвгеосинклинальных зонах с их интенсивным базальтовым вулканизмом и отсутствие в целом ряде случаев интрузий гранитоидов, всегда считающихся материнскими для образования рудных концентраций шеелита.

Вопрос о вулканогенно-осадочных концентрациях молибдена тесно связан в первую очередь с условиями локализации урано-молибденовых месторождений в орогенных вулканоплутонических комплексах и уже рассматривался нами в разделе, посвященном месторождениям радиоактивных элементов. Ассоциация молибдена с медью и отчасти вольфрамом и оловом в медно-порфировых месторождениях, также связанных с вулканоплутоническими ассоциациями, позволяет полагать принципиальную возможность локализации бедных по содержанию, но значительных по масштабам стратиформных молибденовых руд и в приповерхностных условиях, подобно сульфидно-шеелитовым залежам и нижеописанным «оловоносным риолитам». В этой связи обращают на себя внимание повышенные содержания молибдена (0,15%) и вольфрама (0,7%) в псиломелано-пиролозитовых вулканогенно-осадочных месторождениях Акебаб и Аули в Высокой Мулуйе (Марокко), описанных Г. Пюи [455]. Наконец, повышенные концентрации молибдена совместно с ванадием и ураном в кремнистых и углеродистых сланцах, в особенности в вулканогенно-осадочных комплексах протерозойского, кембрийско-силурийского и пермского возраста, также заслуживают серьезного внимания в качестве перспективного вида сырья.

Возможность накопления оловорудных концентраций в залежах стратиформного типа среди вулканических поясов еще только намечается. Высокая оловоносность целого ряда вулканоплутонических комплексов (в особенности это касается мезозоид Тихоокеанского суперрегиона) хорошо известна. Без преувеличения можно сказать, что большая часть добываемого из коренных месторождений олова в зарубежных странах генетически связана с вулканизмом. Применительно к вулканогенно-осадочным месторождениям отметим прежде всего высокую оловоносность целого ряда колчеданно-полиметаллических месторождений (месторождение Сулливан в Канаде, например, длительное время было единственным источником олова в стране). До последних лет это явление связывалось с наложением на колчеданные залежи более поздних рудных процессов; такое толкование получили австралийские оловосодержащие колчеданы типа Маунт-Бишофф, Ренисон-Белл и др. [10]. Подобным же образом мы объясняли генезис карельских оловосодержащих скарноидов — стратиформных месторождений Питкьярантской группы [235]. Более детальные исследования, и в частности изучение гранатов питкьярантских скарнов, проведенное Л. В. Сахонёнок, показали, однако, что по крайней мере часть олова является доскарновой и попала

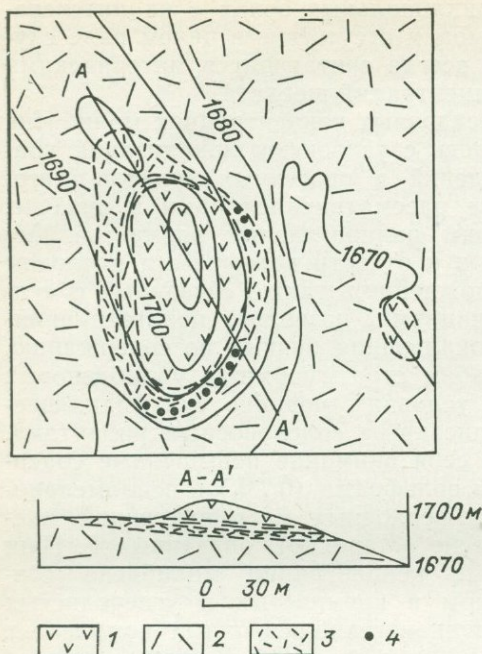


Рис. 88. Геологическая карта и разрез месторождения Хогсбэк. По М. Стаатзу и В. Гриффитсу, 1961 г.

1 — риолиты; 2 — риолитовые туфы; 3 — оруденелый пласт; 4 — участки с содержанием бериллия более 0,7%.

в порфиробластические гранаты во время их собирательной кристаллизации. Это позволяет по-новому рассмотреть генезис и целого ряда стратиформных касситеритовых месторождений олова в древних толщах других регионов, например Хальсбрюкке в Рудных горах, где также имеются признаки более раннего образования оловорудных концентраций по отношению к метаморфизму руд и рудовмещающих толщ.

Среди молодых, кайнозойских рудных скоплений большой интерес представляют так называемые оловоносные риолиты, бедные вкрапленные руды которых по минеральному парагенезису весьма сходны с приповерхностными вулканогенно-осадочными образованиями. Касситерит (часто в виде деревянистого олова) тесно ассоциирует со спекуляритом и сопровождается опалом, халцедоном, флюоритом, кальцитом, цеолитами, каолинитом и монтмориллонитом. Предполагается, что некоторые из месторождений этого типа «образованы за счет рудоносных растворов, поступававших непосредственно из застывавших лав» [67]. Содержание олова в этих залежах незначительно (0,2—0,3%), но запасы металла, по-видимому, могут оказаться достаточно большими.

Из бериллиевых месторождений наиболее близки к вулканогенно-осадочному типу флюорито-берtrandитовые залежи в риолитовых туфах и известняках, где водосодержащие колломорфные силикаты бериллия ассоциируют с халцедоном, опалом, кальцитом, адуляром, флюоритом, гематитом и окислами марганца [151, 195]. А. И. Гинзбург и др. [68] подчеркивают, что парагенетическая связь рудной минерализации в месторождениях этого типа с вулканическими образованиями очевидна, а роль вмещающих пород, по-видимому, не имеет значения, поскольку состав руд и околорудных изменений во всех случаях

весьма сходен. Одно из таких месторождений, характеризующееся пластовой формой рудного тела протяженностью до 150 м при мощности 0,5—6 м и содержаниях бериллия 0,07—0,75%, изображено на рис. 88. Неогеновые вулканиты, вмещающие рудную минерализацию, являются самыми молодыми образованиями района месторождения, и вопросы экранирования рудоносных растворов здесь практически можно не принимать во внимание, а ярко окисный характер руд позволяет предполагать высокий кислородный потенциал рудообразующих растворов и возможное разбавление их метеорными водами. Сходные рудопроявления выявлены также на территории СССР, и в частности в Сибири [44], где в ассоциации с бертрандитом появляются также фенакит и молибденит.

Таким образом, несмотря на известную гипотетичность возникновения промышленных вулканогенно-осадочных концентраций редкометалльных руд, накапливающиеся в последнее время данные позволяют вплотную подойти к этой проблеме. Особенно интересным представляется своеобразие *ассоциации вольфрамоторудных и оловорудных концентраций с базитовыми раннегеосинклинальными вулканогенными комплексами*, ранее считавшейся невозможной.

### Месторождения никеля, кобальта, ванадия

Упоминания о присутствии этих элементов в фумарольных возгонах и гидротермах вулканических областей встречаются часто. Для ванадия сводку этих данных можно найти у Л. Ф. Борисенко [24], для никеля и кобальта такие сводки отсутствуют, однако целый ряд данных можно извлечь из работ С. И. Набоко, Д. Е. Уайта и других [73, 189 и др.]. Возможность концентрации их в вулканогенно-осадочных месторождениях почти не изучалась, хотя накопление этих элементов в сопровождающих вулканизм «черносланцевых» толщах представляется возможным вплоть до образования бедных по содержанию, но больших по запасам месторождений со сравнительно устойчивым характером оруденения.

Высокая концентрация никеля (1,64%) обнаружена М. Шимой [73] в фумарольных инкрустациях на вулкане Ширан (Япония) в виде примеси в осадках, состоящих в основном из алумината (натриевого алунита). В вулканических гидротермах никель и кобальт не распространены широко, однако в ряде сульфатных источников зафиксированы довольно значительные содержания этих элементов. Таков, например, источник Тентоку на о. Кюсю [491], где содержание никеля достигает 9,38 мг/кг, а кобальта 2,19 мг/кг. Наиболее высокие современные вулканогенно-осадочные концентрации ванадия выявлены в сульфатных возгонах вулкана Шивелуч на Камчатке (до 12%  $V_2O_5$ ). В фумаролах вулканов Ключевского и Безымянного зафиксировано 0,5—

0,7 мг ванадия на 1000 л газа, в возгонах на фумарольных полях этих же вулканов — до 0,3—1%, а в осадках гидротерм Центрального поля кальдеры Узон — в среднем 0,04% (по 27 пробам). Эта провинция, по-видимому, вообще отличается повышенной ванадиеносностью вулканогенных образований: среднее содержание его в базальтах здесь около 0,05% (при кларке 0,02—0,03%), а в андезитах 0,03% (при кларке около 0,006%). Повышенные концентрации ванадия (до 1,27 мг/л) установлены в гидротермах вулкана Сиранэ (Япония). В продуктах поствулканических гидротерм и эксгаляций он известен также и в других регионах (Орегон в США, Сальвадор и др.). В числе одного из типов месторождений ванадия в Канаде Е. Розе [461] упоминает фумарольные жилы с сублиматами  $V_2O_5$  в современных лавах.

В качестве типичных ванадийсодержащих вулканогенно-осадочных руд можно упомянуть алуниды Заглика (Кавказ), содержащие 0,02—0,03%  $V_2O_5$ . Примесь ванадия, по-видимому, вообще довольно характерна для алунитовых месторождений, нуждающихся в этом отношении в соответствующей оценке. Кобальт и никель в качестве примеси присутствуют в протерозойских медно-колчеданных месторождениях, например, в Оутокумпу (рудные поля Керетти и Вуонос) с содержаниями порядка 0,2% Ni и 0,1% Co, пригодными для попутного промышленного извлечения.

Возможность образования самостоятельных сульфидных медно-никелевых рудных залежей в приповерхностных условиях, вообще говоря, вполне вероятна: физико-химические параметры рудообразования не противоречат этому. Соответствует этому представлению и уже упоминавшееся выше наличие сульфидного расплава в базальтовых лавах вулкана Килауэа [270]. Связь никелеворудных провинций с вулканическими поясами, в обрамлении которых и внедряются рудоносные расслоенные интрузии, общеизвестна. Близповерхностный характер носят сульфидно-медно-никелевые залежи печенгского типа, связанные с гипабиссальными малыми интрузиями габбро-верлитов — комагматами вулканических серий, выполняющих никеленосные вулканические прогибы — «безынверсионные геосинклинали» [181]. Одним из наиболее наглядных примеров тесной взаимосвязи никеленосных интрузий с пикритовыми базальтоидами может служить Норильско-Хараелахская безынверсионная геосинклиналь.

Особый интерес представляют данные, полученные в последние годы австралийскими геологами для архейской безынверсионной геосинклинали Норсмен-Лавертон-Уилун, и в особенности в центральной части — «зеленокаменный пояс» Калгурли-Камбалда. По данным Дж. Росса, Г. Хопкинса, К. Флетчера и др. [464а], сульфидно-никелевые руды приурочены здесь к нижним частям «коматиитовых экструзий», верхняя часть которых представляет собой мелкозернистые пикриты типично лавового об-

лика (с подушечной текстурой!), а нижняя, рудоносная — метаперидотиты с ярко выраженной зональностью в оруденении (от массивных «донных» залежей через рассеянно вкрапленную вышележащую зону к безрудным породам). Примакающие к залежам «офсетные» жильные руды (около 10% общей массы) трактуются как результат «отжатия» первичных руд в процессе складчатости и метаморфизма. Руды месторождений Камбалда имеют существенно никелевый состав ( $Ni : Cu = 14 : 1$ ,  $Ni : Co = 54 : 1$ ) с запасами более 20 млн. т руды, содержащей в среднем 3,3% Ni. Как локализованные в подошве вулканических покровов рассматривают некоторые исследователи (например О. Экстранд) месторождения Персеверанг, Дьюмонт и другие на Канадском щите (пояс Абитиби), а также ряд месторождений Южной Африки. В пределах намеченных никелеворудных металлогенических зон на Балтийском щите [181] выявление месторождений подобного типа должно быть также принято во внимание.

Из важнейших промышленных месторождений кобальтовых руд, для которых связь с вулканогенно-осадочным рудогенезом нуждается в дальнейшем выяснении, упомянем линнеито-халькопиритовые стратиформные залежи вкрапленных руд Замбии (Нкана, Миндола) и Заира (Мусеной, Колвези и др.), обеспечивающие около 70% мировой добычи кобальта. В качестве источника рудного вещества здесь можно предполагать вулканические очаги, производными которых являются покровы диабазов среди рудовмещающей толщи песчаников и доломитов. Как пример возможной аналогии приведем изученные нами совместно с А. М. Тарасенковым, Х. В. Сафоновым и другими залежи кобальтоносных пиритов, давно известных в Онежском прогибе Карелии и традиционно считавшихся гидротермальными проявлениями среди доломитов и шунгитоносных сланцев в околоконтактной зоне диабазовых силлов (Кузаранда, Тязвия, Медные Ямы, Путкозеро и др.).

Детальное изучение этих рудопроявлений позволило пересмотреть эти представления, установить ясно выраженный стратиформный характер послонно-вкрапленного оруденения и в общем сингенетичный по отношению к вмещающим породам (рис. 89). Большинство из тел диабазов, залегающих среди вмещающих пород, оказались при этом не силлами, а покровами, имеющими ясно выраженный горячий нижний и холодный верхний контакты со шлаковой коркой, гиалокластитам и другими определенными признаками их диагностики. Мощность сульфидоносных прослоев колеблется от 5 см до 3,5 м, содержание сульфидов колеблется в больших пределах (20—90%). Содержание кобальта в сульфидах достигает 0,94% при устойчивом, хотя и довольно низком среднем содержании (порядка 0,3%). Связь оруденения с вулканизмом, помимо перечисленных признаков (стратиформность залежей, сингенетичный характер послонной

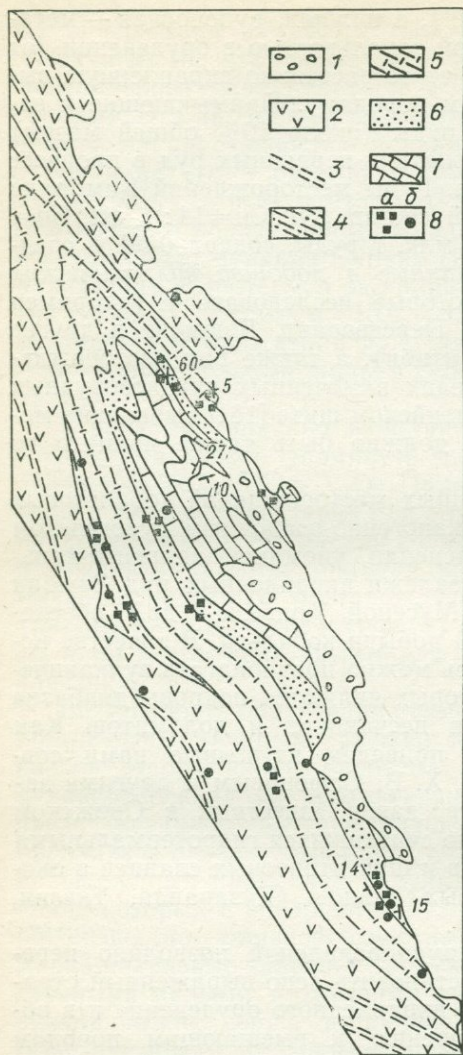


Рис. 89. Схема геологического строения участка Кузаранда.

1 — ледниковые отложения; 2 — покровы диабазов; 3 — прослои алевролитов и тонкообломочных туффов между покровами диабазов; 4 — серые алевролиты с порфиробластами кальцита; 5 — пестроцветные известковистые доломиты; 6 — черные шунгитсодержащие доломиты с прослоями туффитов (рудоносный горизонт); 7 — белые кремнистые известняки; 8 — выявленная сингенетичная вкрапленность пирита (а) и халькопирита (б).

вкрапленности) также подтверждается: 1) геохронологическими связями оруденения и вулканизма (модельный возраст руд и изохронный возраст диабазов по свинцово-свинцовым данным составляет 2000—2200 млн. лет); 2) изотопным составом сульфидной серы (табл. 24); 3) однотипностью геохимической характеристики синхронных вулканитов и оруденения (сравнительно с вмещающими оруденение осадочными породами вулканиты обогащены Zn, Cu, Ni, Co и другими халькофильными элементами; факторный анализ подтверждает однотипность поведения этих элементов в вулканитах и рудах); 4) приуроченностью рудоносных зон к скрытым глубинным разрывам, выявляемым гравиметрическими

методами и фиксируемыми на поверхности лишь фаціальными порогами во вмещающих оруденение толщах [181].

**Черносланцевые формации**, в особенности их геосинклинальные аналоги, вообще представляют большой интерес в отношении накопления не только никеля, кобальта и особенно ванадия (до 4,5%  $V_2O_5$  в устойчивых содержаниях), но также и других элементов (см. также разделы, посвященные редким металлам, золоту и органическим соединениям). Накопление рудных элементов в этих формациях идет как путем хемосорбции (главным образом на окисных и сернистых соединениях железа), так и пу-

Изотопный состав серы сингенетических сульфидов  
в ятулийских отложениях Онежского прогиба (Карелия)

Проба	Условия отбора проб	Характеристика опробованных слоев	Мощность, м	Отношение $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	Отклонение от стандарта $\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
32314а 32314б	Коренные выходы То же	Кремнисто-известковистые шунгитоносные породы с редкими мало-мощными прослоями алевролитов и песчаников	120	22,08 22,14	+6,2 +3,4
C-36/149 C-36/154 32312-л 32312-1 32312-2 C-36/180 C-36/182 C-36/182,5	Керн скважины То же Канавы » » » Керн скважины То же	Тонкослоистые шунгитосодержащие сланцы, мелкозернистые полимиктовые песчаники, доломиты с тонкой вкрапленностью кобальтоносного пирита	80	22,03 22,03 22,17 22,30 22,30 22,40 22,45 22,46	+8,5 +8,6 +2,2 -3,7 -3,6 -8,3 -10,3 -11,1

тем возникновения металлопорфиринов с последующим их преобразованием в процессе эпи- и катагенеза. Последний вариант, по-видимому, более характерен для геосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций. Поступление металлов шло за счет гидротермальной деятельности, синхронной вулканизму, а отложение — большей частью в процессе инфильтрации. Подобные связи могут быть выявлены при доизучении генезиса таких месторождений, как Баласаускандык в Казахстане и сходных месторождений Австралии (район Джулия-Крик и др.).

К однотипным образованиям относятся, возможно, кремнистые сланцы шорторской серии нижнего кембрия хр. Джетым-Тоо (Тянь-Шань). Повышенные содержания хрома и ванадия (0,04%) зафиксированы Ю. Б. Богдановым в метаглинистых туффитовых толщах волшпахской свиты нижнего протерозоя (Кольский полуостров). Касаясь тесной связи накопления ванадия и других элементов с органическим веществом типа асфальтитов, не обнаруживающих принадлежности к нефтяным проявлениям и, возможно, обусловленных гидротермально-инфильтрационными процессами, напомним о таком своеобразном месторождении, как Минас-Рагра в Мексике, разрабатывавшемся с 1906 г. и дававшим до  $1/4$  мировой добычи ванадия. Линзообразные тела асфальтитов мощностью от нескольких сантиметров до 10 м были выявлены здесь на высоте около 5 км над уровнем моря в глинистых сланцах мелового возраста, прорванных субвулканическими дайками кварцевых порфиров и андезитовых порфиритов. Содержание ванадия в асфальтитах достигало

здесь 15% при высокой концентрации никеля (1,5%) и молибдена (0,5—1,5%).

В качестве перспективных запасов кобальто-никелевых руд в настоящее время могут рассматриваться железисто-марганцевые конкреции океанических глубин, вопросы вулканогенно-осадочного происхождения которых мы уже обсуждали в разделе «Месторождения марганца». По подсчетам Х. Колбе и Б. Сианно [420], уже в настоящее время рентабельна их добыча с глубины 5 км при производительности 3,5 млн. т обезвоженных конкреций в год, что при 96% извлечении металлов даст 46,9 тыс. т Ni и около 10 тыс. т Co.

### Месторождения золота и серебра

Миграция золота и серебра в водных растворах изучена довольно слабо, поскольку содержание их в растворах обычно невелико, а прецизионные методы экспресс-анализа этих элементов возникли сравнительно недавно. Это является одним из главных препятствий решения вопросов о генезисе некоторых стратиформных месторождений тонкорассеянного золота, для которых, судя по связи вмещающих их пород с синхронным вулканизмом, можно предполагать вулканический источник.

Сведения о содержании золота и серебра в вулканических термах довольно скудны. Золото установлено в водах кипящих щелочных источников Салфер-Бэнк (Калифорния, США) и Стимбот-Спрингс (Невада), отлагающих его совместно с реальгаром и киноварью. Вместе с мышьяком (около 2%) золото содержится в осадках гидротерм системы Таупо (Новая Зеландия), достигая в них 85 г/т при содержании серебра до 500 г/т. По подсчетам Б. Г. Вайсберга [496], при систематическом действии подобных источников в течение сравнительно короткого геологического времени (порядка 100 тыс. лет), т. е. меньшего, чем обычная жизнь гидротермальных систем такого типа, может образоваться крупное золото-серебряное месторождение. При среднем содержании золота в морской воде, составляющем  $6 \cdot 10^{-10}\%$  [74], океанологические исследования показывают в ряде случаев повышение его на один-два порядка в районах подводного вулканизма, например над отдельными участками Срединно-Атлантического хребта.

Перенос золота осуществляется, по-видимому, в золото-гидросульфидных комплексах, тиауратах и серно-мышьяковых комплексных соединениях, причем для современных вулканических источников характерен последний вариант [285].

Сама по себе связь золотого и серебряного оруденения с вулканическими процессами сомнений не вызывает. Близкоповерхностные золото-серебряные месторождения Тихоокеанского пояса, локализованные в вулканитах андезито-дациториолитового ряда и сопровождающих их интрузиях, изучены

достаточно полно [27, 256] и обнаруживают отчетливую связь с вулканическими neckами и центрами извержений. По характеру предрудных и околорудных изменений (широкое развитие предрудной пропилитизации низких ступеней, окварцевание, серицитизация, аргиллизация) и сочетанию рудоотложения в открытых полостях с образованием метасоматических залежей, имеющих постепенные переходы во вмещающие породы, эти месторождения близки к типу вулканогенно-осадочных и, по-видимому, составляют переходную группу между ними и вулканогенными гидротермальными месторождениями.

Возможность образования некоторых золоторудных месторождений вулканогенно-осадочным путем уже предполагалась целым рядом исследователей. Так, В. М. Ляхницкий в свое время писал что линзы «кремневидных кварцев», вмещающих золотое оруденение на южном участке Балейского месторождения (Забайкалье),— это стратиформные залежи гейзеритов, синхронных образованию вмещающих толщ. Де Ревер и В. Лоддер [460], изучавшие золото-алунитовые месторождения района Родаркилар на юго-востоке Испании, пришли к выводу, что золотоносные жилы представляют собой «ископаемые фумаролы» в пластах игнимбритов.

Ряд стратиформных золоторудных залежей метасоматического характера в карбонатно-глинистых породах, разрабатываемых в штатах Невада и Юта, США (Карлин, Бутстрап, Гетчел, Меркур и др.), настолько близок по характеру околорудных изменений и своеобразной геохимической ассоциации (As, Sb, W, Hg, Au) с отложениями уже упоминавшихся горячих источников Стимбот-Спрингс, что изучавшие их геологи (Д. Хаусен, П. Керр и другие) отнесли их к однотипным образованиям [256]. Представляет интерес здесь *ассоциация золота с органическими соединениями, напоминающими асфальтит и имеющими гидротермальное происхождение*. Тонкодисперсные золотоорганические соединения представляют на месторождении Карлин основной тип руд, реже встречается самородное золото — на поверхности кристаллов пирита, в глинистых минералах и кварце. Вмещающие оруденение глинистые доломитистые известняки и алевролиты не содержат видимого вулканического материала, но наличие в них монтмориллонита (5—20%) позволяет предполагать существенную первичную примесь пепла. Субвулканические образования на участках месторождений (кварцевые порфиры, кварцевые диориты) по К—Ag-определениям изотопного возраста синхронны оруденению и испытали однотипную аргиллизацию и окремнение. Рудные залежи стратиформного характера иногда сочленены с секущими зонами («подводящими каналами»). Запасы месторождений этого типа достаточно велики и, например, для месторождения Карлин оцениваются в 110 т Au при среднем содержании его около 10 г/т.

Можно предполагать, что в генетическом плане с месторождениями типа Карлин однотипны и стратиформные месторождения бедных серебряных руд в неогеновых и мезозойских туфогенно-осадочных толщах Северной Америки. Судя по данным Б. Уотсона [495], примеры таких месторождений демонстрируют всю гамму переходов от прожилково-вкрапленных гидротермально-метасоматических рудных залежей в риолитовых туфах до тонкорассеянной гидротермально-осадочной минерализации в озерных туффито-алевролитах. Примером первых могут служить месторождения Деламар в штате Айдахо и Раунд-Маунтин в штате Колорадо (США). Серебряная минерализация здесь находится в брекчированных и окварцованных риолитах в ассоциации с баритом, флюоритом и окислами марганца. «Переходный» облик имеют стратиформные залежи месторождения Крид (Колорадо), где они приурочены к травертиновым конусам, а также к озерно-аллювиальным туффитам и туфам. И наконец, крайним членом ряда является месторождение Ватерлоо (Калифорния), где дисперсное серебро локализовано в пирите и барито-кремнистом озерном осадке, причем удается установить, что брекчирование руд и переотложение части серебра в форме кераргирита и эмболита произошло после отложения основной массы руд и уплотнения озерного осадка. Для всех этих месторождений характерно невысокое содержание серебра (62—93 г/т) с запасами около 15—25 млн. т руды.

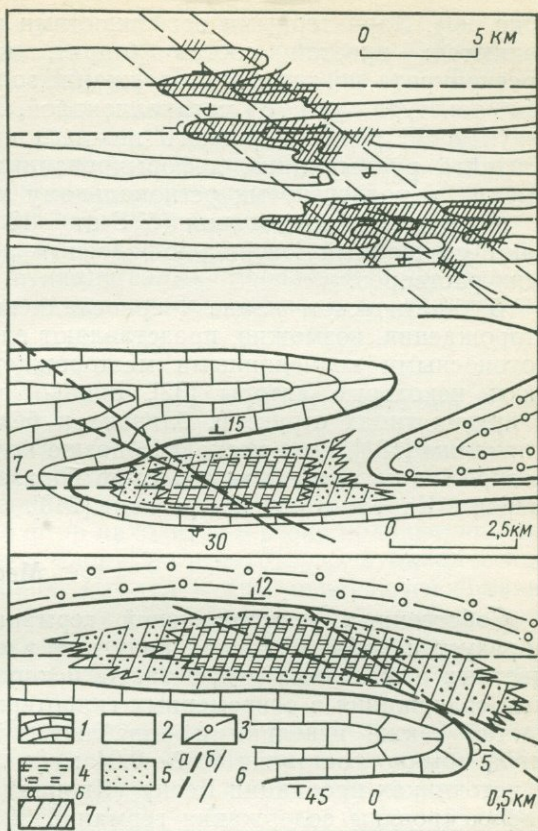
В качестве примеси, пригодной для промышленного извлечения, золото и серебро часто присутствуют в типичных вулканогенно-осадочных образованиях — колчеданно-полиметаллических залежах, где они обычно содержатся в небольших количествах (золото порядка 0,2 г/т и серебро 4—5 г/т), но иногда достигают и значительных концентраций. На медно-колчеданном месторождении Пюхясалми (Финляндия), например, концентрации золота достигают 4,5 г/т при среднем содержании серебра 20—25 г/т. Извлечение золота из колчеданных руд месторождения Булиден (Швеция) позволило добыть за период отработки порядка 150 т золота [243].

Первичной может оказаться и повышенная золотоносность железистых кварцитов (Магнетт-Риф в Австралии, Люпа Голдфилд и Гонко Сонго в Африке и др.), вулканогенно-осадочное происхождение которых, как было показано выше, продолжает оставаться предметом дискуссии.

Недостаточно разработанным вопросом остается происхождение таких специфических месторождений, как стратиформные залежи тонкорассеянного и включенного в сульфиды золота в черносланцевых и сланцево-карбонатных докембрийских толщах (Мурунтау, Сухой Лог и др.), где они обычно строго стратифицированы и, таким образом, могут быть аналогами удаленных от источника гидротермально-осадочных

Рис. 90. Схема размещения рудных полей с сингенетической золото- и сульфиднорудной минерализацией. По В. А. Буряку, 1976 г.

1 — известняки; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — «углистые филлиты»; 5 — филлитовые алевролиты; 6 — зоны разрывов (а — глубинные, б — слабо выраженные поверхностные); 7 — гидротермально-осадочная золото-сульфидная минерализация (а — умеренная, б — интенсивная).



рудных залежей. Проблема здесь, в сущности, та же, что и рассмотренная выше для стратиформных залежей кобальтоносных сульфидов, ванадие- и никеленосных сланцев. Вторичные концентрации металлов могут быть обусловлены и метаморфическими процессами [339]. Однако исключительная фациальная однородность вмещающих оруденение мощных (километры, десятки километров) толщ ясно свидетельствует в пользу эндогенного источника первичного оруденения, локализованного в узком (метры, десятки метров) стратиграфическом интервале.

В. А. Буряк [32], анализируя особенности «черносланцевого» типа золотых месторождений, отмечает, что при непосредственной связи золото-сульфидной минерализации с вулканомиктовым материалом содержания золота обычно более низкие. Наибольший интерес представляют концентрации в сравнительно однородных углеродистых сланцах на участках сопряжения локальных палеофациальных порогов с конседиментационными разрывами, отвечающими глубинным разломам

(рис. 90). Характерными особенностями рудной минерализации являются: простой состав (пирит, небольшое количество арсенопирита, повышенное содержание золота); слоисто-полосчатая текстура руд с метаколлоидной, реже тонкозернистой структурой; реликты ровного нижнего и бугорчатого верхнего контакта рудных линз, деформированных складчатостью, разрывами и подвергнутых региональному метаморфизму.

Изотопные исследования ( $\delta^{34}\text{S}$  от  $-15$  до  $+25^0/_{00}$ ) подтверждают смешанный ювенильно-вадозный характер рудообразующих растворов.

В генетическом плане «черносланцевые» золоторудные месторождения, возможно, представляют единый ряд со слабо золотоносными колчеданными месторождениями, как это полагают некоторые авторы [32], однако образуются не только в других типах структур, близких к безынверсионным геосинклиналям [181], но и несколько позже колчеданного оруденения «сопряженных» зон, как это было показано нами на ряде примеров в Карело-Кольском регионе [243].

### Месторождения германия

Собственных месторождений германий, как известно, не образует и добывается как попутный элемент при переработке цветных и железных руд, а также ископаемых углей. Выявленные содержания в современных гидротермах вулканических областей также невелики и колеблются в пределах  $0,01-0,15$  мг/л, обычно составляя  $0,02-0,04$  мг/л. Лишь в двух случаях, в источниках провинции Беппу (Япония) и в термах Камчатки, зафиксированы содержания германия  $32$  и  $25$  мг/л. По оценке Ф. Я. Сапрыкина [263], наиболее промышленно ценными в отношении германия являются вулканогенно-осадочные месторождения железа, в которых содержание этого элемента на целый порядок выше, чем в ископаемых углях и приближается к содержанию германия в угольной золе. Максимальные содержания германия, по данным В. М. Григорьева [83], выявлены в магнетито-сидеритовых рудах Атасуйских месторождений.

Значительной германиеносностью отличаются руды гидротермально-осадочных железорудных месторождений Горного Алтая [230]. В магнетито-гематитовых рудах Коргонского и Среднекедровского месторождений нами зафиксированы концентрации германия, причем максимальными содержаниями характеризуются гематитовые руды со скорлуповато-натечной текстурой в основании верхних рудных пластов, около зон ожелезнения типа «книстов» — выходов палеогидротерм на поверхность (см. рис. 18). О непосредственной связи германия в алтайских рудах с вулканогенно-осадочным рудонакоплением свидетельствуют и его содержания во вмещающих породах: в гематитсодержащих туффито-песчаниках, возникших за счет перемены

ва железоносных туфов, постоянно более 2,5 г/т, в кислых эффузивах менее 2 г/т, а в андезито-базальтах, с которыми генетически связывается оруденение [453], 3,3 г/т (при кларке 1,5—1,7 г/т).

Повышенные содержания германия выявлены и в железистых кварцитах — в среднем 6 г/т (для сравнения: во всех остальных типах железных руд, как типично эндогенных, так и экзогенных, средние содержания не превышают 2 г/т). Можно подметить, что концентрации германия в железных рудах одних и тех же вулканогенно-осадочных месторождений зависят от близости «материнских» вулканогенных образований и больше в тех из руд, которые локализованы ближе к вулканическим очагам.

### Месторождения фтора

Хотя фтор определялся в сравнительно немногих фумарольных газах и гидротермах, накопленные данные позволяют получить общее представление о поведении фтора в поствулканических процессах. Обычно фтор находится в резко подчиненном количестве по отношению к хлору, но в некоторых вулканических областях (Аляска, Япония, Италия и др.) отмечаются сравнительно высокие его количества [73], причем повышенные содержания фтора отмечаются и в вулканогенных породах этих областей, что свидетельствует о соответствующей специализации регионов.

Вместе с тем в пределах фтороносных областей отмечаются резко различные концентрации в фумарольных продуктах и лавах даже близлежащих вулканов, не говоря уже о продуктах разных циклов извержений. Содержание фтора в фумарольных газах одного и того же геотермального поля отчетливо зависит от их температуры (подобно тому, как это уже показано для бора в разделе о месторождениях серы и боратов). Так, в нескольких фумаролах вулкана Шова-Шинзан (Япония), имеющих температуру от 760 до 220°С, содержание фтора по данным опробования, проведенного Т. Немото, М. Хаякава и др. [441], последовательно снижается от 238 до 35 мг на 1000 л газа. На специфическую фтороносность этих в общем углекислых по составу фумарол указывает значительная роль фтора в сумме галоидов, составляющая как в газовой фазе, так и в конденсатах около 25% (остальное приходится в основном на хлор).

Следует подчеркнуть, что вынос фтора вулканическими гидротермами и фумаролами совершается главным образом еще в период активной вулканической деятельности и резко понижен в термах областей потухшего вулканизма. Так, в вулканических областях СССР, по данным Г. А. Голевой [77], максимальными концентрациями фтора (50,5 мг/л) характеризуются высокотемпературные сернисто-углекислые гидротермы с высокой общей минерализацией (до 70 г/л). Еще более высокое содержание

фтора (870 мг/л) установлено в термах вулкана Уайт Айлэнд (Новая Зеландия). Концентрации фтора в твердых продуктах фумарольной деятельности достигают иногда высоких локальных значений: в Долине Десяти Тысяч Дымов (Аляска) фиксировались содержания фтора в нежелезистых квасцовых сублиматах до 14,9 вес. %. Большой интерес представляют данные о выщелачивании фтора из свежих пеплов [307, 479], указывающие на преимущественную приуроченность его к тончайшей пирокластике (выщелачивание дополнительных количеств фтора из искусственно измельченной крупной пирокластике оказалось безрезультатным), что связано, по-видимому, с адсорбцией растворимых фторидов поверхностью частиц.

Интересно, что среднее содержание фтора в вулканогенных породах разного состава, по подсчетам Р. Валаха [35], характеризуется закономерностью, обратной, чем та, что установлена для интрузивных пород: больше всего фтора в основных эффузивах (0,04%), меньше всего в липаритах (0,02%).

Большая часть фтора, поступающая с вулканическими эксгальциациями, рассеивается в атмосфере (около 5—30 млн. т в год, что согласуется с содержанием его в воздухе —  $6 \cdot 10^{-3}$  р.р.т.). Значительная часть его, однако, локализуется и в приповерхностных жильных флюоритовых месторождениях в осадочно-вулканогенных комплексах: Абагайтуйское, Шахтерское и др. (Восточное Забайкалье), Агата-Чибаргата, Наугискен (Чаткало-Кураминская зона, Средняя Азия) и др. Отложение флюорита, по данным Г. Г. Грушкина, А. А. Ивановой и других [85, 125], происходит при температуре от 260 до 80° С и при небольших, близких к атмосферному, давлениях в открытых полостях. Такие условия рудоотложения не отличаются от выходов фумарол и гидротерм на поверхность, в связи с чем образование *стратиформных гидротермально-осадочных и гидротермально-инфильтрационных месторождений фтора* в осадках и ложе вулканических озер и субмаринных отложениях, подобных месторождениям серы, бора и стронция, *представляется в высшей степени вероятным*. Стратиформный характер залежей плавикового шпата, залегающих в виде линз между пластами пирокластических и осадочных пород плиоцена близ г. Роме (штат Орегон, США), подтверждает это. Флюорит встречается здесь в туфах и туфогенных аргиллитах озерных отложений в виде субмикроскопических зерен субсферической формы. Содержание его колеблется от 5 до 16%. Согласно Р. Шеппарду и А. Гудэ [469], «... флюорит, вероятно, образовался в результате диагенеза в осадках, которые отложились в щелочном соленом озере».

Озерные рассолы и эвапориты, содержащие фтор до 1,627 р.р.т., известны в рифтовых долинах Африки. Отложения оз. Магади (Кения), состоящие в основном из троны, содержат до 22% NaF и служили объектом добычи. Содержания флюорита, по данным тех же авторов, здесь еще выше.

А. Кавинато [373] описал зоны вкрапленности флюорита в современных пирокластических речных и болотных отложениях Италии. В зоне Каstell Джулиано близ Рима, по данным А. Спада [474], линзы мелкокристаллического флюорита залегают в нелигифицированных туфах, причем флюорит ассоциирует с баритом, кальцитом, доломитом, апатитом, опалом, халцедоно-видным кварцем и небольшим количеством обломков вулканического стекла. Среднее содержание флюорита достигает 55% в глинистых сланцах и 15% в песчаных прослоях. Запасы фтористого сырья для одного только месторождения Сориком, представляющего собой рудный пласт мощностью 1,65 м, составляют 8 млн. т.

Необходимо учитывать, что отложение фтора в поверхностных условиях и рыхлых осадках могло происходить в виде ферруцита, авогадрита, возможно берарита, виллиомита и других малоустойчивых минералов с последующим преобразованием их в процессе эпигенеза во флюорит, селлаит, криолит, из которых лишь флюорит относительно хорошо диагностируется в полевых условиях. Дополнительный анализ на содержание фтора субаквальных отложений, синхронных вулканической деятельности (но именно синхронных, а не перемытых!), во фтороносных провинциях (Забайкалье, Алтае-Саянский регион, Средняя Азия, Ньюфаундленд и др.), может привести к выявлению новых источников фтористого сырья. Вероятно, к таким образованиям относится выявленное в последние годы среднеазиатскими геологами (устное сообщение С. И. Ибадуллаева) рудопроявление редких щелочей и фтора с содержанием последнего 3,5—7% в верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных отложениях Кураминского вулканического пояса.

### Скопления углеродистого вещества

Одним из малоизученных вопросов является возможность образования скоплений углерода и его соединений за счет эндогенных источников, в том числе и в сфере вулканогенно-осадочного рудообразования. В предыдущих разделах уже было показано, что ассоциация битумов с вулканогенно-осадочными рудами фосфора, железа, марганца, ртути, ванадия, золота и других элементов является весьма симптоматичной.

Наблюдения над современными вулканическими термами показывают, что «органические вещества» выносятся ими в количестве, сопоставимом с содержаниями  $C_{орг}$  в грунтовых водах глеевых ландшафтов. Так, термы Южной Камчатки (Паужетские и др.), по данным М. Е. Альтовского и З. М. Швеца [4], содержат в среднем 3,1 мг/л  $C_{орг}$ , из которых около 60% приходится на гумусовые вещества, а остальное — на кислые и нейтральные смолы. Из-за длительности функционирования фумарольно-гидротермальных систем общая масса выноса углеродистых и, в особенности углеводородных, соединений может быть

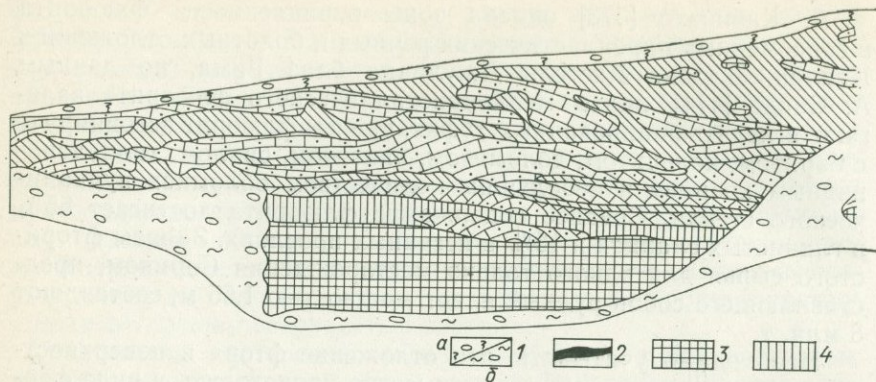
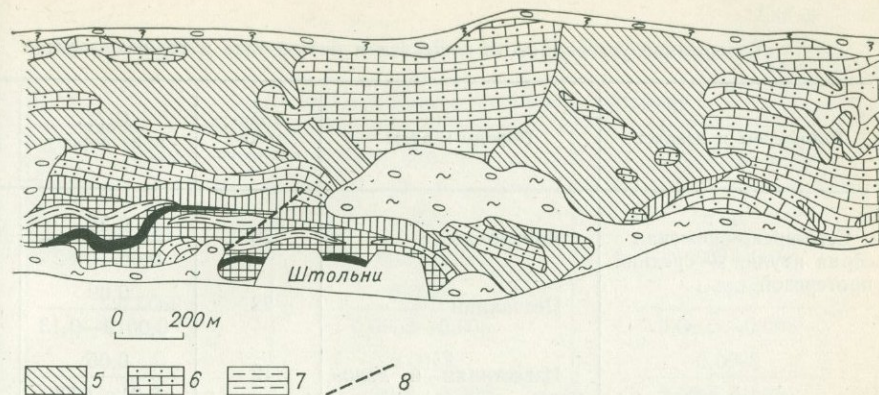


Рис. 91. Условия залегания шунгитов и лидитов в ятулийских толщах Онежского  
I — четвертичные отложения: покровные (а) и осыпь (б); 2, 3, 4 — шунгиты I—III группы  
IV группы (лигнит); 5 — песчаные известняки;

очень велика. По подсчетам Н. С. Бескровного, С. И. Набоко и других, произведенным для наиболее изученных фумарольных полей (Узон, Камчатка; Лардерелло, Италия; Эбеко на о. Парамушир в Курильском архипелаге), годовой дебит метана, выносимого паро-газовыми струями, составляет от  $3,3 \cdot 10^5$  до  $39 \cdot 10^5$  кг (или соответственно от  $4,6 \cdot 10^5$  до  $54,4 \cdot 10^5$  м<sup>3</sup>), а за 10 000 лет составит от 5 до 50 млрд. м<sup>3</sup> [54]. Особый интерес представляют наблюдения этих же авторов за эндогенными нефтяными проявлениями в вулканической кальдере Узон, локализованными под тонкой глинистой коркой в пористых пемзовых гравелитах вблизи грязевых котлов. Помимо нефти, относящейся к метано-нафтенно-ароматическому типу, гидротермально измененные гравелиты содержат рассеянное углеродистое вещество (0,19—0,48%) и экстрагируемые хлороформом битуминозные компоненты (0,016—0,037%).

Парагенезис битумов с типично эндогенными образованиями (пегматиты, урано- и флюоритоносные жилы, золоторудные, сурьмяные и другие гидротермальные проявления) достаточно хорошо известен [213]. Не менее широко известны эндогенные месторождения графита, возникшего за счет пневматолита и пиролиза углеводородсодержащих газов, что подтверждается и новейшими экспериментальными данными [465]. Повышенное содержание битумоидов в околоинтрузивных роговиках отмечалось в свое время Н. А. Елисеевым и нами [186].

Некоторые авторы склонны приписывать эндогенное происхождение и ряду битумных месторождений [213 и др.]. Большой интерес в этом отношении могут представить докембрийские месторождения углеродистых веществ, например шунгиты, биогенную природу которых нельзя считать полностью доказан-



прогиба Карелии (зарисовка северной стенки карьера в р-не пос. Шуньга).  
(по содержанию углерода от более 98% в I группе до 20—35% в III); 5 — шунгиты  
7 — аллевролиты; 8 — кварцевые жилы.

ной. Их детальное микроскопическое исследование показывает, что они «не обнаруживают какой-либо упорядоченной структуры и, кроме того, представляют собой тончайшую смесь углеродистого вещества с мельчайшими вкраплениями дисульфидов железа и других примесных минералов» [266]. На тесную связь шунгитонакопления и вулканизма указывает не только их залегание в тесной связи с покровными диабазами и переслаивание с ними, хорошо изученное в Онежском прогибе Карелии [342], но и наличие непрерывного ряда, образуемого постепенным переходом шунгитов в лидиты — кремнистые породы с примесью шунгитового вещества, а также в шунгитосодержащие туфы и туффиты.

В карьере у пос. Шуньга (рис. 91) нам совместно с А. М. Тарасенковым удалось наблюдать своеобразный силл шунгитосодержащих лидитов, который имеет снизу секущий напластование «подводящий канал», с «карманами», раздувами и реликтами неизмененных известняков, сочлененный с конкордантно залегающим среди ранее отложенных шунгитов пластом. Учитывая, что по крайней мере часть высокоуглеродистых соединений в шунгитах представлена битумами (табл. 25), присутствующими и в миндалинах переслаивающихся с шунгитами базальтов, мы склонны предполагать *эндогенный источник углеродистокремнистого* материала с возможным дальнейшим вовлечением кремнезема в хемогенный, а углерода — в биогенный процессы осадконакопления.

Особую актуальность имеют затронутые вопросы при выяснении генезиса докембрийских черносланцевых формаций, где углерод не является полезным ископаемым, но тесно связан с накоплением рудных элементов селена, ванадия, кобальта,

## Содержание углеродистого вещества и битумоидов в горных породах

Комплексы и возраст	Породы и руды	Количество анализов	$C_{орг}$ , % на породу
Сегозерско-онежская серия ятулия — средний протерозой	Алевриты	25	$\frac{0,23}{0,05-0,82}$
	Песчаники	22	$\frac{0,09}{0,0019-0,13}$
	Известняки и доломиты	12	$\frac{0,05}{0,01-1,53}$
	Черные сланцы и шунгиты	9	$\frac{6,2}{3,25-18,7}$
	Диабазы	38	$\frac{0,09}{0,02-0,20}$
	Сульфидоносные сланцы и песчаники	5	$\frac{0,08}{0,03-0,17}$
	Хаутоварская, ялонварская свиты и сортавальская серия — ранний протерозой	Мраморы и доломиты	6
Черные сланцы		11	$\frac{0,90}{0,73-1,17}$
Амфиболиты		5	$\frac{0,19}{0,05-0,33}$
Диабазы		6	$\frac{0,26}{0,10-1,10}$
Колчеданные руды		7	$\frac{0,12}{0,04-0,27}$

Примечание. ХБ — хлороформенные, СББ — спиртобензольные битумоиды. В

золота и др. Существенная роль органических соединений в стратифицированных метаморфических толщах докембрия хорошо показана в монографии Св. А. Сидоренко и А. В. Сидоренко [266], отдающими предпочтение биогенному фактору их накопления. Изучение битуминозности черносланцевых толщ протерозоя Карелии, а также связанных с ними вулканогенных и рудных образований (см. табл. 25) позволяет прийти к заключению о возможной непосредственной связи эндогенных углеродистых соединений с вулканизмом и рудообразованием.

## и рудах Карелии, по данным В. Е. Попова и М. Н. Суслова

	Содержание растворимых битумов, % на породу		
	Общее	ХБ	СББ
0,013	$\frac{0,009}{0,0006-0,14}$	$\frac{0,004}{0,0008-0,04}$	
0,0042	$\frac{0,0026}{0,0003-0,008}$	$\frac{0,0016}{0,0003-0,008}$	
0,0021	$\frac{0,0013}{0,0008-0,002}$	$\frac{0,0008}{0,0006-0,001}$	
0,0013	$\frac{0,0007}{0,0003-0,002}$	$\frac{0,0006}{0,0003-0,001}$	
0,0026	$\frac{0,0016}{0,0006-0,005}$	$\frac{0,001}{0,0006-0,004}$	
0,032	$\frac{0,025}{0,0006-0,12}$	$\frac{0,007}{0,0006-0,3}$	
0,0025	$\frac{0,0016}{0,0003-0,0075}$	$\frac{0,0009}{0,0003-0,0036}$	
0,002	$\frac{0,0013}{0,0006-0,005}$	$\frac{0,0007}{0,0006-0,002}$	
0,0058	$\frac{0,0044}{0,0008-0,008}$	$\frac{0,0014}{0,0008-0,002}$	
0,012	$\frac{0,008}{0,0008-0,2}$	$\frac{0,004}{0,001-0,008}$	
0,008	$\frac{0,0047}{0,001-0,015}$	$\frac{0,003}{0,001-0,01}$	

числителе указаны средние содержания, в знаменателе — пределы колебаний.

Прежде всего обращает на себя внимание сходство вулканических пород и переслаивающихся с ними черных сланцев и карбонатов по отношению хлороформенных (ХБ) и спиртобензольных (СББ) битумов (1,4—3,5). Коэффициент  $\beta = [(ХБ + СББ)/C_{орг}] \cdot 100\%$  как в диабазах, так и в синхронных им туфогенно-осадочных образованиях близок к обычным фоновым значениям (2,7—5,5), но в колчеданных рудах и сульфидоносных шунгитсодержащих сланцах испытывает резкие колебания (от 0,2 до 40). Это в совокупности с относительной устойчивостью

отложения ХБ/СББ может говорить о минимум двукратном проявлении метаморфических преобразований в рудах и, таким образом, фиксировать влияние эндогенного фактора в их образовании еще до более широко проявленного регионального метаморфизма.

Изотопный состав сульфидов рудопроявления Кузаранда (Онежский прогиб, Карелия), отложившихся в тесной ассоциации с органическим веществом, показывает (см. табл. 24), что диапазон колебаний  $\delta^{34}\text{S}$  составляет около 20 ‰ (от +8,6 до -11,1); это подтверждает смешанный (ювенильно-вадозный) источник оруденения. Характерно закономерное обогащение сульфидов изотопом  $\delta^{34}\text{S}$  снизу вверх по разрезу, находящееся в прямой корреляции с возрастанием содержания битумоидов.

Данные по изотопному составу углерода графитоидного вещества в докембрийских толщах, приведенные в цитированной выше монографии Св. А. и А. В. Сидоренко, во многих случаях также не противоречат его вулканогенному источнику. Это может относиться и к графито-сульфидной породе из гнейсов Алданского щита ( $\delta^{34}\text{S} = -2,57\%$ ) и к биотито-серицитовым сланцам курской серии, и к графитовым сланцам Центрального Приазовья.

Предположение о вулканогенно-осадочной природе органического вещества в сланцевых толщах заставляет по-новому оценить вопросы латеральной и вертикальной зональности распределения в них рудных компонентов, что может привести к существенно новым выводам о закономерностях размещения оруденения в этих толщах.

\* \* \*

Завершая этот далеко не полный обзор проблематики, подчеркнем, что дальнейшее изучение возможности вулканогенно-осадочного рудообразования для перечисленных и целого ряда других элементов может привести к выявлению принципиально новых рудных площадей с оруденением стратиформного типа, на которое в настоящее время не обращается достаточного внимания. В связи с понижением кондиций в круг нашего внимания должны быть вовлечены не только вольфрамо- и оловоносные туффиты, амфиболито-гнейсы и скарноиды, но и бериллие- и цезиеносные риолиты и туфы, меде- и никеленосные пикриты, фтороносные озерные осадки туфогенного характера, селено-, ванадие-, кобальто- и золотоносные туфо-сланцевые толщи и другие еще недостаточно оцененные рудные и потенциально рудные накопления.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Задача состоит теперь не в том, чтобы накапливать описательный материал о роли вулканизма и влиянии его на осадконакопление и описывать отдельные горные породы, сформированные на стыке вулканизма и гипергенеза. Главная задача состоит теперь в познании закономерностей вулканогенно-осадочного поро- и рудообразования.

*А. В. Сидоренко, 1969 г.*

Заканчивая знакомство с книгой, читатель может прийти к выводу о тенденциозности автора в подборе и изложении фактов. Отчасти это действительно так и обусловлено желанием автора акцентировать внимание читателей на той, еще в значительной мере недооцененной роли, которую играют вулканогенно-осадочные месторождения в обеспечении минерально-сырьевой базы, и в особенности на вытекающей отсюда необходимости разработки критериев прогнозирования месторождений этого типа, основывающихся на сложном сочетании рудоконтролирующих факторов как эндогенного, так и экзогенного характера.

Недостаток места не позволил рассмотреть вопрос о конвергентности рудных образований различного генезиса и показать отличия в закономерностях размещения весьма сходных по составу осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений (например, гематито-сидерито-шамозитовых, алунитовых, самородной серы и др.). Практически не рассмотрен и такой важный вопрос, как сходство и отличия высокотемпературных парагенезисов вулканогенно-осадочных руд, в том числе метаморфизованных, от более глубинных рудных концентраций. Частично этих вопросов автор касался в более ранних публикациях [230, 232, 236, 452] и надеется в будущем рассмотреть их подробнее. В задачу этой работы входило лишь освещение круга понятий, непосредственно связанных с формированием стратиформных месторождений за счет вулканических источников в сфере влияния атмосферы и гидросферы.

Некоторые выводы общего характера, вытекающие из накопленного опыта по изучению вулканогенно-осадочных месторождений и касающиеся их как специфической группы в целом, можно сформулировать следующим образом.

1. В классификации месторождений полезных ископаемых, основанной на их разделении по источнику вещества и способу его накопления, вулканогенно-осадочные месторождения занимают вполне определенное промежуточное положение между эндогенными и экзогенными образованиями. Их преобладающая стратиформность обусловлена отложением в сфере приповерхностного или, в широком понимании, *осадочного* литогенеза (осадконакопления, эпи- и катагенеза). Изучение этих место-



в свою очередь главным образом типом структур земной коры и этапами их развития, что особенно хорошо изучено в подвижных поясах.

Для ранних этапов развития геосинклиналей (собственно геосинклинальной стадии) с их морскими условиями осадконакопления и кератофиро-спилитовыми формациями оказываются, таким образом, характерными месторождения железа, марганца, фосфора, кремнистого сырья (фтанитов, лидитов), меди, цинка и свинца, а для островодужной стадии также месторождения ртути и сурьмы, самородной серы, высокоглиноземистого сырья. Для поздних этапов (орогенной стадии) с их континентальными фациями и базальто-липаритовыми вулканитами характерны концентрации боратов и стронция, соды и других солей, вулканических стекол (в том числе металлоносных), а также флюорита, урановых руд, редких металлов.

4. По отношению к этапам развития подвижных поясов выделенные нами генетические группы вулканогенно-осадочных месторождений распределяются следующим образом. Первая группа (месторождения, отложенные из гидротерм и газовых струй) носит «сквозной» характер, образуясь как в ранние, так и поздние этапы. При этом в геосинклинальных стадиях большую роль играет отдаленное от вулканических этапов рудонакопление, в то время как в орогенную стадию преобладают околоэманационные залежи.

Вторая группа (глинистые продукты приповерхностного метасоматизма и сходные с ними продукты латеритной переработки пеплов) формируется главным образом в островодужную стадию.

Третья группа — пирокластические россыпи, скопления промышленно ценных стекол, шлаков, туфов и лав, а также условно отнесенные в первую группу рудные потоки — это и островодужные и преимущественно орогенные образования.

Как уже подчеркивалось, внутри ритмов, отвечающих стадиям развития вулканических аппаратов, эти группы занимают противоположную позицию; от образования третьей группы в начальные, эксплозивные стадии формирования вулканических построек к фумарольно-гидротермальным комплексам при затухании вулканической деятельности.

5. На примере вулканогенно-осадочных месторождений удастся проследить отчетливую связь между полнотой развития как вулканических, так и рудных формаций, что опять-таки связано с типом структур земной коры. Так, проявления самородной меди вообще довольно часты среди вулканитов базито-ультрабазитового состава, однако промышленные скопления (медно-эпидотовая формация) характерны лишь для мощных толщ пикрито-базальтовой формации безынверсионных (рифтогенных) геосинклиналей. Колчеданная минерализация сопровождается едва ли не каждую вулканическую постройку и сопряжен-

ные с нею осадки, однако месторождения серноколчеданной и медноколчеданной рудных формаций отчетливо приурочены к кератофиро-спилитовым формациям геосинклинальных трогов.

6. Ясная связь обнаруживается между составом оруденения и составом фундамента рудоносных вулканогенных комплексов (а для отдаленных от вулканических очагов месторождений — с составом «рамы» бассейнов осадконакопления). В региональном плане это тесно связано и с составом рудоносных вулканических формаций. Так, появление и увеличение мощности гранитного слоя под раннегеосинклинальными вулканическими формациями обуславливает их переход от спилито-диабазовых к кератофиро-спилитовым, а затем к спилито-кератофировым и кварцево-кератофировым. Соответственно этому состав оруденения сменяется от серноколчеданного и медно-колчеданного на медно-цинково-колчеданный и колчеданно-полиметаллический. В более локальном плане заметных изменений в составе вулканических формаций иногда не отмечается, однако оруденение все же фиксирует изменения в составе субстрата. Например, при появлении карбонатных комплексов в основании базальто-липаритовых формаций орогенных областей урановое оруденение сменяется бериллиевым и т. п.

7. Аналогичным образом, хотя и менее отчетливо, проявлена связь между составом вулканогенно-осадочного оруденения и вмещающих осадочных пород, отражающим фациальную обстановку лито- и рудогенеза. Хорошо известно, например, «сродство» цинково-свинцового оруденения и высокоглиноземистых образований с карбонатными комплексами, железоруднения с кремнистыми породами, сульфидных скоплений с углеродистыми образованиями. Во многих случаях вещество осадочных пород также имеет вулканогенную природу.

8. Весьма характерна локализация вулканогенно-осадочных месторождений в зонах сочленения разнотипных структур земной коры (пригеосинклинальных прогибах, краевых и передовых прогибах), где формируются крупнейшие скопления кремнисто-железистых и марганцевых руд, фосфоритов, медистых песчаников и др.

Особый интерес представляют вулканогенно-осадочные месторождения в областях сочленения структурно-формационных зон, испытывавших орогенное развитие одновременно с демиссионным развитием прилегающих к ним геосинклиналей и островных дуг. Значительные масштабы накопления рудного вещества в субмаринных условиях, свойственные демиссионным стадиям, сочетаются в этих областях с разнообразием оруденения орогенных этапов, высоким кислородным потенциалом при рудоотложении. Здесь возникают значительные по масштабам месторождения алунитов, марганца, меди, свинца и цинка, крупные месторождения апатито-магнетитовых и кремнисто-гематитовых руд, включая и их метаморфизованные аналоги.

9. В строении и размещении рудных залежей вулканогенно-осадочного происхождения выявляется отчетливая зональность, обусловленная как эндогенными (например, Fe—Cu—Zn—Pb—Au, Ag—Sb, Hg), так и экзогенными (например, P—Si—Fe—Mn—Al) факторами и их сочетанием. При этом эндогенная зональность проявляется главным образом в последовательности образования рудных залежей и их вертикальном сечении, а экзогенная — по латерали.

10. Специфической особенностью вулканогенно-осадочных месторождений является наличие не только прямых гомологов эндогенных и экзогенных рудных формаций, но и «переходных» образований с необычными минеральными парагенезисами. Таковы вольфрамо-марганцевые, вольфрамо-сурьмяно-ртутные, оловосодержащие колчеданные, барито-свинцово-железо-марганцевые и другие месторождения. В эволюционном плане намечается большая распространенность таких комплексных месторождений в докембрии с тенденцией эволюционного возрастания «чистоты» рудных формаций.

11. Прогнозирование вулканогенно-осадочных месторождений необходимо вести с учетом как эндогенных факторов (тип структур земной коры и этапы их развития, глубинное строение и состав фундамента, состав вулканогенных формаций, в том числе коэффициент эксплозивности как показатель количества летучих в магме и типа извержений, геохимические особенности вулканитов и т. д.), так и экзогенных (континентальные и морские фации, климат и др.).

12. При прогнозной оценке площадей развития вулканогенно-осадочных месторождений необходимо учитывать пространственную взаимосвязь их с месторождениями других типов, и в особенности с эндогенными, локализующимися вблизи коагматичных вулканитам гипабиссальных интрузий и корневых частей вулканических аппаратов. В этом смысле даже непромышленная вулканогенно-осадочная минерализация может служить индикатором богатого оруденения другого типа. Такова взаимосвязь кремнисто-гематитовых и скарново-магнетитовых месторождений, показанная нами на примере Горного Алтая, соотношение приповерхностных проявлений самородной серы, колчеданной и другой минерализации с гидротермальными медно-молибденовыми и золото-серебряными месторождениями, выявленное Г. М. Власовым и М. М. Василевским [48] и другими.

Трудности, связанные с изучением условий локализации рудного вещества в сфере вулканогенно-осадочного литогенеза, очевидны: специфика тектонического режима поступления веществ из глубин земли в форме расплава и высокотемпературных газово-гидротермальных растворов, резкие перепады температуры, давления и других физико-химических параметров, взаимодействие между веществом ювенильного происхождения и вовлеченным в процесс веществом осадочной оболочки Земли, атмосферы и гидросферы — весь этот

широкий диапазон изучаемых фактов, к сожалению, труден для углубленного восприятия их одним человеком, специализирующимся обычно в сравнительно узкой области геологических знаний. Однако само допущение возможности образования вулканогенно-осадочным путем месторождений, традиционно считавшихся типично эндогенными либо типично экзогенными, уже является свидетельством достигнутого нами прогресса в понимании сложности рудообразующих процессов.

Противники связи оруденения с вулканическими процессами, считая наблюдаемые на действующих вулканах процессы рудообразования «экзотикой», забывают, что любой процесс оруденения является редкой аномалией в ходе нормальных геологических процессов. При этом условии захоронения и сохранения аномальных концентраций элементов, минералов и пород, используемых нами в качестве руд, являются в вулканических комплексах весьма благоприятными. Учитывая возросшее в последние два десятилетия внимание к проблеме вулканогенно-осадочного рудообразования, значительных успехов в их коллективном изучении следует ожидать уже в ближайшее время.

Именно объединение коллективных усилий разных специалистов является, на наш взгляд, первой и важнейшей задачей в деле развития представлений о способах формирования и условиях локализации промышленных рудных концентраций вулканогенно-осадочного происхождения. Прогресс, достигнутый в раздельном познании фактов эндогенного и экзогенного рудообразования, очевиден; настала пора, образно говоря, слияния «нептунизма» и «плутонизма» в учении о рудных месторождениях.

Среди наименее разработанных проблем вулканогенно-осадочного рудообразования по-прежнему остаются проблемы генезиса целого ряда стратиформных месторождений, локализованных в «отдаленных» вулканогенно-осадочных формациях. Это относится в первую очередь к палеозойским и более древним пластовым марганцевым рудам, к месторождениям древних геосинклинальных фосфоритов и бокситов, а также к джаспероидной (опалитовой) формации сурьмяно-ртутных месторождений. Недостаточно ясным, как следует из главы «Проблематика», остается вопрос о возможности вулканогенно-осадочного образования крупных месторождений урана, вольфрама, олова и редких металлов, не ясны масштабы и механизм концентрации в вулканомиктовых сланцевых толщах ванадия, кобальта, никеля, золота, серебра и других металлов.

С этой проблемой непосредственно смыкается необходимость изучения процессов метаморфизма руд и вмещающих их образований, особенно актуальная для регионально метаморфизованных докембрийских комплексов. Если для железных и колчеданно-полиметаллических руд мы уже располагаем определенными данными, то для многих других видов сырья метаморфизм первичных вулканогенно-осадочных и осадочных концентраций вообще не изучен. Правда, и для сравнительно хорошо изученного железооруденения многие важные вопросы не ясны: являются ли, например, промышленные магнетитовые руды Соколовско-Сарбайского рудного района контактово-метасоматическими залежами или это метаморфизованные вулканогенно-осадочные руды лан-дильского типа, как позволяют предполагать наблюдения Н. М. Беляшова, И. П. Новохатского, О. М. Чугу-

евской и др. [200]. Очевидно, что второй вариант повышает перспективность дальнейших поисков и доразведки месторождений на оконтуривание и выявление рудных залежей стратиформного характера.

В общем плане при изучении метаморфизма вулканогенно-осадочных рудных залежей необходимо иметь в виду два важнейших варианта их преобразования. Это, во-первых, разубоживание и полное уничтожение рудных концентраций при метаморфизме. Например, уже при низких ступенях амфиболитовой фации мы вправе ожидать полного исчезновения залежей серы, ртути, боратов и стронция, бентонитов, ряда урановорудных скоплений. При более высоких ступенях преобразуются и могут быть уничтожены колчеданные и колчеданно-полиметаллические залежи. Во-вторых, как уже отмечено, возникает и вторичная концентрация рассеянной вулканогенно-осадочной минерализации, а также преобразование ее в другие виды сырья. Колчеданы и сидеритовые руды могут быть преобразованы в магнетит, бокситы — в корундовое сырье, каолиниты — в кианитовые сланцы и т. п.

Еще только намечаются региональные закономерности тектонического размещения вулканогенно-осадочных месторождений. Представляется целесообразным дальнейшая разработка классификации структур земной коры, порождающих вулканические процессы разного типа, включая вопросы зональности вулканогенно-рудных поясов по отношению к зонам Беньюфа, как это намечено в работах В. И. Смирнова, Л. П. Зоненшайна, А. А. Ковалева и других, а также к глубинным разломам другого типа. Наименее изучены в этом отношении докембрийские «щиты», где наряду с геосинклинальным, орогенным и платформенным вулканизмом совершенно определенно присутствует и вулканизм особого типа: в приразломных шовных прогибах рифтогенного характера, определенных нами как «безынверсионные геосинклинали» [181].

Крайне недостаточно изучены и структуры рудных полей, и в особенности строение вулканотектонических горстов и грабенов, в которых эти рудные поля локализованы. Для изучения условий рудоотложения в районах месторождений, удаленных от вулканических центров, необходимы детальные палеогеографические исследования, включающие изучение геохимии палеофаций. Разработка этих основных направлений углубит наши представления о критериях прогнозирования вулканогенно-осадочных месторождений, изучение которых в последнее время заметно активизировалось, но пока в значительной мере опирается на формальную основу (приуроченность к стратиграфическим горизонтам, особенности ритмичности осадочно-вулканогенных толщ, определенный «шаг» между рудопроводящими разломами и т. п.), без углубленного изучения вещества и вопросов его генезиса.

Дальнейшее изучение вулканогенно-осадочных месторождений поможет, очевидно, решить и некоторые кардинальные вопросы металлогении и рудообразования, в том числе:

— вопросы сравнительной характеристики эндогенной металлогении континентов и океанов; интрузивные образования океанического дна едва ли будут доступны для изучения в широком масштабе в ближайшее время; широкое распространение вулканитов, слагающих подводные хребты, и выявленное в связи с ними оруденение позволяют решить некоторые вопросы уже сейчас;

— вопрос о связи оруденения с магматизмом; не стоит забывать ядовитой остроты Уайта о том, что связь месторождения с интрузивом столь же тесна, как и у гнезда с деревом; в самом деле, большинство эндогенных месторождений являются постагматическими и руды в них объективно должны быть отнесены к наложенным на вмещающие породы образованиям; аналогичным образом обстоит иногда дело и с оруденением в осадочных породах — достаточно вспомнить длительную дискуссию о телетермальных месторождениях; в вулканических комплексах возраст, как правило, жестко фиксирован либо нахождением обломков руды в перекрывающих рудные залежи, но в геологическом смысле разновозрастных рудам образования, либо внедрением в руды интрузивных пород заключительных фаз развития рудовмещающих вулканических комплексов;

— вопрос о металлогенической специализации магматических очагов и ее реализации; как известно, до сих пор остается неясным — формируются ли рудные концентрации за счет обеднения «нормальных» расплавов соответствующим рудным компонентом или же эти концентрации формируются при обогащении расплава, «пересыщении» его избыточными количествами этого компонента; противоборство этих двух точек зрения продолжается, а решение его в интрузивных комплексах затруднено обычной «зараженностью» вмещающих пород рудными элементами вблизи рудных тел, что при ограниченной площади интрузивов вызывает трудности в создании представительных выборок для геохимических обмеров; в вулканических комплексах, в особенности в складчатых областях, наблюдению доступны гораздо большие объемы комагматичных образований и, что очень важно, породы разной степени раскристаллизации, включая вулканические стекла;

— вопрос о взаимосвязи экзогенного рудообразования с эндогенными процессами, и в частности специфика и происхождение «внеагматических» гидротерм (знаменитые рассолы Солтон-Си из скважины в Калифорнии, термальные воды Челекена); имеем ли мы здесь дело с «криптовулканизмом» на манер процессов «отраженной» активизации или с самостоятельными автономными явлениями, не связанными с магматической деятельностью;

— кажущийся частным, но необычайно перспективный для прогнозирования вопрос о роли соединений углерода в процессах рудообразования; работы Н. А. Кудрявцева, Н. С. Бескровного, К. А. Аникеева и других позволяют говорить о широком распространении эндогенных органических соединений в продуктах вулканической и поствулканической деятельности; для прогнозирования месторождений, в особенности в нижнем докембрии, где роль биогенных факторов рудоотложения, по-видимому, невелика, а ассоциация с «черносланцевыми» углеродсодержащими породами намечается достаточно отчетливо, исследование углеродистых соединений может привести к важным в металлогеническом отношении выводам, вплоть до создания самостоятельного раздела цикла наук о рудообразовании — «нафтометаллогении»;

— наконец, именно с изучением вулканогенно-осадочных месторождений связано решение вопросов эволюции рудообразования, построение моделей «филогенетического» и «онтогенетического» развития рудных формаций, подобно той, что предложена Д. В. Рундквистом и другими для грейзеновых месторождений.

Однотипность оруденения различных периодов развития земной коры является кажущейся. Уже сейчас можно наметить преобладающую роль стратиформных руд в докембрии [243] и тенденцию к разнообразию типов оруденения по мере стабилизации и дифференциации земной коры континентов [98]. Отчетливые ступени эволюции намечаются и внутри докембрия: выявляются планетарные эпохи появления определенных типов вулканогенно-осадочного оруденения и максимальных концентраций рудных элементов, например железа, свинца и цинка. Накопленные данные по изотопно-свинцовому возрасту позволяют во многих случаях полагать, что, будучи геохимическим барьером для последующих эндогенных процессов, вулканогенно-осадочные рудные залежи часто вмещают и более позднее оруденение других типов; так возникают полигенные и полихронные рудные узлы, оценка которых должна учитывать специфику их формирования. Решение этих увлекательных вопросов вполне реально, а новые проблемы, возникающие в процессе исследований, не заставят себя ждать.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аверьянов И. П., Зелепухин Л. П., Чернов А. А.* О проявлении молибденовой минерализации на вулкане Буревестник.— Геология и геофизика, 1968, № 2, с. 116—120.
2. *Аверьянов И. П., Чернов А. А., Шпеталенко М. А.* Полезные ископаемые Курильских островов, связанные с проявлениями активного вулканизма.— В кн.: Проблемы металлогении советского Дальнего Востока. М., 1967, с. 44—54.
3. *Айдинян Н. Х., Озерова Н. А.* К поведению ртути в современном вулканическом процессе.— В кн.: Современный вулканизм. М., 1966, с. 249—253.
4. *Альтовский М. Е., Швец З. М.* Закономерности распределения органических веществ в подземных водах.— В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М., 1968, с. 121—126.
5. *Андреева О. В.* Основные черты околорудных изменений на месторождениях полиметаллической формации на примерах месторождений Тишинское (Рудный Алтай) и Хандиза (Южный Узбекистан).— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1973, № 2, с. 67—80.
6. *Бабкин П. В.* Ртутоносные зоны Северо-Востока СССР и Камчатки.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 6, с. 1445—1448.
7. *Баев В. Г.* Распределение ртути в природных водах южного склона Северо-Западного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 5, с. 1249—1251.
8. *Байкенов Ш. А.* Закономерности локализации колчеданно-свинцовоцинкового оруденения на месторождении Текели в Джунгарском Алатау.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 53—61.
9. *Байрамалибейли Э. Т., Муллаталипова З. С.* К вопросу о закономерностях размещения месторождений каолино-огнеупорных глин Азербайджана.— Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1967, № 5, с. 70—74.
10. *Барсуков В. Л.* Оловорудные месторождения Тасмании (Австралия).— Геология рудн. м-ний, 1972, № 5, с. 80—89.
11. *Барсуков В. Л.* Основные черты геохимии олова. М., Наука, 1974. 148 с.
12. *Барышев А. Н.* Моделирование геологических структур Худесского колчеданного месторождения.— Геология рудн. м-ний, 1969, № 3, с. 98—105.
13. *Басков Е. А., Суриков С. Н.* Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1975. 171 с.
14. *Башарина Л. А.* Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов.— В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма (Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 19). М., 1961, с. 69—79.
15. *Белевцев Я. Н., Мельник Ю. П.* Аккумуляционно-биогеохимическая модель образования докембрийских железорудных формаций.— В кн.: Минеральные месторождения. М., 1976, с. 67—78.
16. *Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Семенов А. И.* Две гипотезы о генезисе полиметаллического оруденения на Алтае.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 1, с. 30—39.

17. Бент О. И., Скорина П. И. О возможной бокситоносности нижнего карбона Северо-Востока Центрального Казахстана.— Литология и полезные ископаемые, 1973, № 2, с. 166—170.
18. Бергер В. И., Мудрогина Н. С., Кузьмин В. Г. Месторождения сурьмы и ртути.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 119—132.
19. Бирюков В. С. Геолого-экономическая оценка железорудной базы СССР и перспективы развития геологоразведочных работ. М., Недра, 1976. 191 с.
20. Блинов В. А., Дюбюк К. А., Кузьмина Л. С., Одокий Б. Н. О концентрации титана вулканогенно-осадочных образований ястребовского горизонта на юге Воронежской области.— Геология рудн. м-ний, 1963, т. 5, № 1, с. 109—113.
21. Богданов Ю. В. Некоторые данные о метаморфизме колчеданных месторождений Карелии.— Мат-лы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1957, в. 21, с. 114—122.
22. Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений. Л., Недра, 1970. 64 с.
23. Бозуш И. А., Савченко Н. А. Палеотопографический контроль в формировании стратиформной залежи медно-колчеданных руд на Северном Кавказе.— Геология рудн. м-ний, 1976, № 5, с. 104—109.
24. Борисенко Л. Ф. Ванадий. М., Недра, 1973. 192 с.
25. Борисенко Л. Ф. Месторождения титана.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 1. М., 1974, с. 221—236.
26. Бородаевская М. Б. Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала.— В кн.: Международный геологический конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. М., 1964, с. 183—197.
27. Бородаевская М. Б., Рожков И. С. Месторождения золота.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., 1974, с. 5—77.
28. Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. О трех генетических типах фосфоритов и фосфатизированных пород, связанных с поствулканическими процессами.— В кн.: Современный вулканизм. М., 1966, с. 258—264.
29. Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. Основные генетические типы фосфатных рудопроявлений, связанных с эндогенным источником фосфора.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. III. М., 1970, с. 257—262.
30. Брукс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных расолов и иловых вод Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., 1974, с. 76—95.
31. Бурков В. В. Месторождения стронция.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., 1974, с. 437—452.
32. Буряк В. А. Роль вулканогенно-осадочного и гидротермально-осадочного минералообразования в формировании золотого оруденения черносланцевых («углистых») толщ.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 4, с. 907—910.
33. Бутузова Г. Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М., Наука, 1969. 110 с.
34. Бушинский Г. И. Общие черты и особенности накопления осадочных руд алюминия, железа, марганца и фосфора.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. II. М., 1970, с. 5—17.
35. Валах Р. Геохимические особенности распределения фтора и воды в изверженных породах земной коры.— Геохимия, 1968, № 6, с. 675—688.
36. Валетон И. Бокситы. М., Мир, 1974. 214 с.
37. Варенцов И. М., Рахманов В. П. Месторождения марганца.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 1. М., 1974, с. 109—167.
38. Варлаков А. С. Метаморфизм в связи с диабазами в районе Бакальского рудного поля. М., Недра, 1967. 143 с.
39. Васильев В. И., Рождественский В. С., Речкин А. Н. Некоторые особенности ртутной минерализации о. Сахалина.— Геология рудн. м-ний, 1963, т. 11, № 2, с. 88—94.

40. *Василевский М. М.* Вулканизм, пропилизация и оруденение. М., Недра, 1973. 280 с.
41. *Ватанабе Т.* Геохимические циклы и концентрация бора в земной коре.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., 1964, с. 156—165.
42. *Вейц Б. И.* Минералогия Рудного Алтая. Т. III. Геолого-минералогическая характеристика полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959. 488 с.
43. *Вергунов Г. П.* Очерк геологии и металлогении южной части Курильского архипелага.— Тр. Сахалин. комплексн. науч.-исслед. ин-та, 1961, вып. 10, с. 65—74.
44. *Викулова Л. П.* О фенакито-бертрандитовой минерализации в окварцованных эффузивах Сибири.— Зап. ВМО, 1973, вып. 2, с. 211—212.
45. *Виноградов В. И., Бадалов С. Т., Туресбеков А.* О возможной роли осадочных сульфатов в эндогенном рудообразовании Карамазара.— Геология рудн. м-ний, 1969, № 1, с. 67—75.
46. *Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. М., Наука, 1967. 216 с.
47. *Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И.* Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита.— Геохимия, 1959, № 7, с. 571—607.
48. *Власов Г. М., Василевский М. М.* Генезис и взаимоотношения рудных формаций вторичных кварцитов и пропицитов Среднего Камчатского хребта.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962, с. 286—293.
49. *Влодавец В. И.* Проблема туфолав и игнимбригов.— В кн.: Туфолавы и игнимбригы. М., 1961, с. 11—23.
50. *Водные вулканические стекла и поствулканические минералы (о природе воды в вулканических стеклах и цеолитах и об условиях цеолитообразования)/Отв. ред. В. П. Петров.* М., Наука, 1967. 181 с.
51. *Волков И. И., Фомина Л. С.* Новые данные по геохимии редкоземельных элементов в осадках Тихого океана.— Геохимия, 1973, № 11, с. 1603—1614.
52. *Волков Б. Н.* Некоторые аспекты формирования фосфоритовых месторождений.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 5, с. 1099—1102.
53. *Вольфсон Ф. И.* Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. М., Наука, 1969. 324 с.
54. *Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование/С. И. Набоко, Э. Н. Эрлих, О. А. Брайцева и др.* М., Недра, 1974. 262 с.
55. *Вулканизм и рудообразование/Под ред. Тацуми, пер. под ред. В. И. Смирнова.* М., Мир, 1973. 254 с.
56. *Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии/В. М. Чернов, К. А. Инина, В. Я. Горьковец и др.* Петрозаводск, Карелия, 1970. 285 с.
57. *Вулканогенно-осадочные и терригенные формации/Отв. ред. И. В. Хворова.* М., Изд-во АН СССР, 1963. 389 с.
58. *Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования/Г. М. Власов, А. Ю. Лейн, Е. Д. Петраченко и др.* М., Наука, 1971. 360 с.
59. *Вялухин Г. И., Бегешев А. Г.* Пирокластика в карбонатных породах девона западного склона Среднего Урала и ее значение для целей корреляции бокситоносных разрезв.— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 6, с. 1384—1386.
60. *Гаврилов А. А.* Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. М., Наука, 1967. 127 с.
61. *Гаврилов А. А.* Эксгалиционно-осадочное рудонакопление марганца (на примере Урала и Казахстана). М., Недра, 1972. 216 с.
62. *Ганжарова С. Н.* Критерии прогнозной оценки колчеданного оруденения зоны Передового хребта Северного Кавказа.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 268—271.
63. *Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л.* Растворы, минералы, равновесия. М., Мир, 1968. 368 с.

64. *Геворкян Х. О., Пилоян Г. А., Цоголакян Т. А.* Огнеупорные глинистые и магнезиальные породы.— В кн.: Геология Армянской ССР. Т. VII. Неметаллические полезные ископаемые. Ереван, 1966, с. 308—314.
65. *Геология* Криворожских железорудных месторождений/Ред. Я. Н. Беллевцев. Киев, Изд-во АН УССР, 1962, т. I — 478 с., т. II — 566 с.
66. *Геология* марганцевых месторождений Румынии/В. Янович, Д. Константинов, С. Дрэгич и др.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., 1971, с. 182—190.
67. *Геология* месторождений олова зарубежных стран/Под ред. С. Ф. Лугова и М. Г. Руб. М., Недра, 1969. 328 с.
68. Геология месторождений редких элементов. Бертрандит-фенакитовые месторождения — новый тип бериллиевого сырья/А. И. Гинзбург, Н. П. Заболотная, И. И. Куприянова и др. М., Недра, 1965. 171 с.
69. *Геология* и полезные ископаемые Джезказганского рудного района/Под ред. Ш. Е. Есенова и Ю. А. Зайцева. М., Недра, 1975. 284 с.
70. *Геохимия* гидротермального рудообразования/Под ред. В. Л. Барсукова. М., Наука, 1971. 222 с.
71. *Геохимия* кремнезема/Под ред. акад. Н. М. Страхова. М., Наука, 1966. 423 с.
72. *Геохимия* осадочного марганцеворудного процесса/Н. М. Страхов, Л. Е. Штеренбург, В. В. Калинин, Е. С. Тихомирова. М., Наука, 1968. 495 с.
73. *Геохимия* современных поствулканических процессов. Пер. под ред. К. К. Зеленова. М., Мир, 1965. 174 с.
74. *Гидрогеохимия* золота/А. М. Черняев, Л. Е. Черняева, М. Н. Еремеева и др.— Геохимия, 1969, № 4, с. 449—459.
75. *Глажковский А. К., Сульман А. М., Огородников О. Н.* Минералогия и геохимия титана в коре выветривания и бокситах.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. Т. II. М., 1970, с. 42—48.
76. *Глухов Ю. Ю.* Реликтовые колломорфные сростания сульфидов в гидротермально измененных породах Урупского месторождения.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, № 1, с. 50—56.
77. *Голева Г. А.* Закономерности распространения рудных компонентов в термальных водах вулканических областей.— Бюл. МОИП. Отд. геологии, 1973, т. XLVIII (2), с. 124—130.
78. *Горбов А. Ф.* Геохимия бора. Л., Недра, 1976. 207 с.
79. *Горжевский Д. И.* Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 1, с. 159—163.
80. *Горжевский Д. И.* Сопоставление свинцово-цинковых и медноколчеданных рудных провинций.— Геология рудн. м-ний, 1974, № 1, с. 89—92.
81. *Горячинов П. М.* Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л., Наука, 1976. 145 с.
82. *Григорьев А. М., Попов В. Е., Тарасенков А. М.* О роли дешифрирования аэрофотоснимков и геологической интерпретации геофизических данных при прогнозировании рудных месторождений (на примере Северного Приладожья).— Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1976, т. 227, с. 29—38.
83. *Григорьев В. М.* Закономерности распределения германия в железорудных месторождениях. М., Недра, 1971. 152 с.
84. *Григорьев В. Н.* Геосинклинальные бокситы.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. II. М., 1968, с. 293—320.
85. *Грушкин Г. Г.* Некоторые особенности формирования флюоритовых месторождений.— Геология рудн. м-ний, 1964, т. 6. № 1, с. 15—32.
86. *Гусельников В. Н.* Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М., Наука, 1972. 228 с.
87. *Гущенко И. И.* Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М., Наука, 1965. 144 с.
88. *Давиденко Ю. А.* О некоторых особенностях залегания сидеритовых руд Бакала (Урал).— Геология рудн. м-ний, 1973, № 3, с. 93—101.
89. *Девонский* магматизм Горного Алтая в свете радиохимических данных/Г. Н. Шапошников, Ю. А. Мамин, А. Г. Кузнецов и др.— В кн.: Мате-

риалы о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах. Л., 1972, с. 24—41.

90. Дементьев В. С., Сыромятников Н. Г. Об условиях возникновения сорбционного барьера миграции урана в окислительной обстановке.— Геохимия, 1968, № 4, с. 459—465.

91. Денисенко В. К., Рундквист Д. В. Новые перспективные типы стратиформного вольфрамового оруденения.— Сов. геология, 1977, № 6, с. 32—46.

92. Дербиков И. В. О тектонических и палеографических условиях полиметаллического рудообразования в Рудном Алтае.— Тр. СНИИГГИМС, 1962, вып. 25, с. 119—140.

93. Джеймс Г. Л., Симс П. К. Предисловие.— В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М., 1975, с. 6—8.

94. Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., Недра, 1965. 155 с.

95. Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., Недра, 1969. 344 с.

96. Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового и колчеданного месторождения (Западное Забайкалье).— Геология рудн. м-ний, 1974, № 2, с. 3—22.

97. Дитмар Г. В., Максимовский В. А. Соотношение содержаний урана, тория и калия в продуктах кислого вулканизма и проблема игнимбригов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 5, с. 1227—1230.

98. Домарев В. С. Об эволюции процессов рудообразования в истории Земли.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного рудообразования. Л., 1967, с. 221—237.

99. Домарев В. С., Образцова З. А. О генезисе колчеданных месторождений и некоторых вопросах металлогении.— Зап. ВМО, 1967, ч. ХСVI, вып. 4, с. 469—475.

100. Дроздовская А. А., Мельник Ю. П. Новые экспериментальные и расчетные данные о миграции тория в гипергенных условиях.— Геохимия, 1968, № 4, с. 402—410.

101. Дымкин А. М., Щербак В. М. Особенности формирования метасоматических и вулканогенно-осадочных руд Тургая. Новосибирск, Наука, 1973. 187 с.

102. Еганов Э. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1968. 228 с.

103. Еганов Э. А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. Новосибирск, Наука, 1974. 180 с.

104. Емельянов Е. М. Титан в осадках Атлантического океана.— Геохимия, 1974, № 4, с. 610—615.

105. Еркин В. М., Никольский В. М. Новые данные о серных месторождениях Камчатки.— Разведка и охрана недр, 1968, № 2, с. 2—5.

106. Жамойда А. И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР (на основе изучения радиолярий). Л., Недра, 1972. 243 с.

107. Жариков В. А. Некоторые актуальные проблемы экспериментальной минералогии.— Зап. ВМО, 1976, ч. 105, вып. 5, с. 543—561.

108. Жданов В. В., Малкова Т. П. Железорудные месторождения зон региональной базификации. Л., Недра, 1974. 198 с.

109. Жуков Ф. Т. Деякі особливості родовищ комплексних руд в ефузивно-осадочних утвореннях.— Геологічний журнал, 1966, т. XXVI, вып. 3, с. 80—84.

110. Забродин В. Е. Марганцевая вулканогенно-осадочная («гондитовая») формация среднего докембрия Западной Африки.— В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 195—196.

111. Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале. М., Изд-во АН СССР, 1946. 82 с.

112. Заварицкий А. Н. Медные месторождения Урала.— В кн.: Избранные труды. Т. IV. М., 1963, с. 134—288.

113. Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла/Под ред. В. П. Петрова. М., Наука, 1969. 279 с.

114. *Заседателев А. М.* О метаморфизованных осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфогенных месторождениях олова, вольфрама и бериллия.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 5, с. 1199—1201.
115. *Зеленов К. К.* О возможном вулканогенном источнике вещества геосинклинальных бокситов.— In: Sympos. sur les bauxites oxydes et hydroxydes d'aluminium. Vol. 1. Zagreb, 1964, с. 115—133.
116. *Зеленов К. К.* Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану-Вуху (Индонезия).— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., 1965, с. 70—79.
117. *Зеленов К. К.* Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., Наука, 1972. 213 с.
118. *Зенкова В. И.* О литологии и метаморфизме рудовмещающей толщи месторождения Бакрычк.— В кн.: Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 69—70.
119. *Зимин С. С.* К вопросу о генезисе железных руд коргонского типа на Алтае.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, т. 1, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 38—47.
120. *Иванкин П. Ф.* Геология и вопросы генезиса полиметаллических месторождений Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957. 248 с.
121. *Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузубный В. С.* Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961. 286 с.
122. *Иванов Н. В.* О генезисе колчеданного месторождения на Северном Кавказе.— Зап. ВМО, 1953, ч. 82, вып. 2, с. 109—121.
123. *Иванов С. Н.* О происхождении руд Бакала.— В кн.: Тезисы докладов II Уральского петрографического совещания, т. III. Базальтоидный магматизм и его металлогения. Свердловск, 1966, с. 157—159.
124. *Иванов С. Н., Нечуехин В. М.* О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ.— Геология рудн. м-ний, 1969, № 1, с. 40—49.
125. *Иванова А. А.* Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья. М., Недра, 1974. 208 с.
126. *Иванова Г. Ф., Худаковский И. Л.* Об условиях образования минералов вольфрама и молибдена в гидротермальном процессе.— Геохимия, 1969, № 4, с. 411—415.
127. *Ильин А. В.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М., Наука, 1973. 166 с.
128. *Калинин В. В.* Железомарганцевые руды месторождения Караджал. М., Наука, 1965. 123 с.
129. *Калугин А. С.* О генезисе осадочно-метаморфизованных железорудных месторождений Алтая.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, т. 1, кн. 2. М., 1959, с. 47—50.
130. *Калугин А. С.* Сравнительная характеристика железорудных месторождений Алтая и Швеции.— Геология и геофизика, 1968, № 8, с. 56—66.
131. *Калугин А. С.* Atlas текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л., Недра, 1970. 176 с.
132. *Калугин А. С.* Новые данные о происхождении бокситов карстового геосинклинального типа.— Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 6, с. 1440—1443.
133. *Камецецкий С. П.* Перлиты. М., Госстройиздат, 1963. 280 с.
134. *Каширцева М. Ф.* Влияние вещественного состава пород на формирование эпигенетических концентраций урана.— Сов. геология, 1968, № 6, с. 65—75.
135. *Кашкай М. А.* Алуниты, их генезис и использование. М., Недра, 1970. Т. 1, 300 с.; т. 2, 317 с.
136. *Кашкай М. А., Насибов Т. Н.* О ртутоносных твердых битумах Мало-го Кавказа.— Геохимия, 1968, № 9, с. 1132—1134.
137. *Каюпов А. К.* О возрасте полиметаллического оруденения на Алтае. Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1956, вып. 24, с. 79—89.
138. *К вопросу о классификации и терминологии пирокластических и осадочно-пирокластических пород/Е. В. Быковская, Г. М. Гапеева, Е. Н. Горечкая и др.*— В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962, с. 403—407.

139. К вопросу о стратиграфическом положении конгломератов Гимольского района Западной Карелии/В. М. Чернов, В. Я. Горьковец, К. А. Инина и др.— В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 187—201.

140. Кен А. Н., Васильев В. И. Региональные и локальные закономерности размещения доскладчатых и колчеданно-полиметаллических месторождений. Л., 1970. 41 с.

141. Копейкин В. А., Михайлов А. С. Растворимость и формы кремнезема в разбавленных растворах при нормальных условиях.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 4, с. 917—920.

142. Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., Недра, 1967. 331 с.

143. Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях.— Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961, с. 5—11.

144. Кормилицын В. С. О новой колчеданной провинции в Западном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 4, с. 878—881.

145. Корчагин У. А., Сагло В. В. О выявлении месторождений вольфрама в древних осадочных толщах Забайкалья.— Сов. геология, 1976, № 7, с. 128—135.

146. Котляр В. Н. Типы месторождений, связанные с палеовулканизмом.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., 1965, с. 7—29.

147. Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 491—543.

148. Красный Л. И., Жамойда А. И., Моисеева А. И. О связи развития организмов с кремневым скелетом (радиолярий и диатомей) с тектоническими и вулканическими процессами.— В кн.: Значение биосферы в геологических процессах. М., 1962, с. 171—182.

149. Краускопф К. Б. Содержание тяжелых металлов в паре при 600°С.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М., 1960, с. 139—178.

150. Кривцов А. И. Вулканизм и колчеданное оруденение юго-восточной части Башкирского Урала.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 88—95.

151. Куденко А. А., Фрейд Г. М. О новом типе бериллиевого оруденения, связанном с вулканическими отложениями.— В кн.: Проблемы вулканологии. Алма-Ата, 1963, с. 237—239.

152. Кузнецов В. А. Месторождения ртути.— В кн.: Рудные месторождения СССР, т. 2. М., 1974, с. 274—318.

153. Кузнецов В. А. Генетические ряды и серии рудных формаций.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975, с. 6—15.

154. Курносов В. Б., Шевченко А. Я., Юдина Г. А. О происхождении глинистых минералов в обломках вулканического стекла морских и океанических осадков.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 708—711.

155. Лаверов Н. П., Козырев В. Н., Хорошилов Л. В. Некоторые особенности геологии гидротермальных урановых месторождений, приуроченных к экструзиям.— Геология рудн. м-ний, 1964, т. 6, № 6, с. 38—53.

156. Лебедев В. А., Плякин А. М. О связи бокситов Среднего Тимана с раннегерцинским вулканогенно-осадочным комплексом.— В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 232—233.

157. Лебедев Л. М. Новые данные по минералогии колчеданных руд вулкана Менделеева.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 5, с. 1130—1133.

158. Ли В. Г. Рудные формации свинцово-цинковых и медно-свинцовых цинковых месторождений Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 3, с. 1—8.

159. Лисицын А. К., Кондратьева И. А., Лакеева Т. Н. Роль вмещающих пород в накоплении урана на выклинивании зон пластового окисления (использование значений и рН химического равновесия воды с породами и минералами).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 8, с. 57—69.

160. Лузгин Б. Н. Новый тип бокситопоявлений эвгеосинклинальных областей (на примере Алтае-Саянской области).— В кн.: Доорогенная ме-

- таллогения эвгеосинклиналей. Рудные формации. Свердловск, 1976, с. 209—211.
161. *Луцицкий И. В.* Основы палеовулканологии. М., Наука, 1971. Т. I. 478 с. Т. II. 381 с.
162. *Магакьян И. Г.* Рудные месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1955. 335 с.
163. *Маккелви В. И., Эверхарт Д. Л., Гаррелс Р. М.* Обзор гипотез о генезисе урановых месторождений.— В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., 1956, с. 25—52.
164. *Малахов А. А., Малахов Д. А., Боброва М. С.* Селен, теллур, мышьяк и таллий в пиритах и халькопиритах Маканских медноколчеданных месторождений (Южный Урал).— Геохимия, 1974, № 1, с. 112—125.
165. *Маракушев А. А.* Геохимический анализ процессов экзогенного и эндогенного сульфидного оруденения.— Геология руд. м-ний, 1976, № 6, с. 3—18.
166. *Марганцевые* и железорудные концентрации Джайльминской мульды/Отв. ред. А. А. Арсеньев. М., Наука, 1966. 143 с.
167. *Марганцевые* месторождения СССР/Под ред. Р. М. Страхова, Д. Г. Сапожникова (отв. ред.), Ю. А. Ходака, Г. Б. Чернышева. М., Наука, 1967. 460 с.
168. *Марков М. С.* О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакапайского синклиория.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 4, с. 30—46.
169. *Мархинин Е. К., Сапожникова А. М.* О содержании Ni, Co, Cr, V и Si в вулканических породах Камчатки и Курильских островов.— Геохимия, 1962, № 4, с. 372—376.
170. *Материалы II конференции по околорудному метасоматизму.* Л., 1966. 377 с.
171. *Материалы* межведомственного совещания по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». М., Недра, 1965. 325 с.
172. *Материалы* Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Т. 6. Геология урана и тория. Под ред. В. И. Баранова. М., Госгеолтехиздат, 1958. 966 с.
173. *Мачабели Г. А.* Месторождения бентонитовых глин СССР и их связь с вулканизмом.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., 1965, с. 133—145.
174. *Медные* месторождения Уайт-Пайн в сланцах Нонсач, штат Мичиган/К. О. Энсайн (мл.), У. С. Уайт, Дж. К. Райт и др.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. I. М., 1972, с. 602—627.
175. *Мельникова Г. Б.* Колчеданоносные вулканогенные комплексы, колчеданное оруденение.— В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Рудные формации. Свердловск, 1976, с. 48—49.
176. *Мерлич Б. В.* О генезисе метациннабарита из Закарпатья.— Геология руд. м-ний, 1963, № 5, с. 95—99.
177. *Меро Дж.* Минеральные богатства океана. Пер. с англ. под ред. К. К. Зеленова. М., Прогресс, 1969. 327 с.
178. *Месторождения* меди/И. Г. Павлова, Э. И. Кутырев, И. В. Ляхницкая, Е. В. Туганова.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 87—102.
179. *Месторождения* радиоактивных и редких металлов/В. Н. Котляр, И. М. Баюшкин, В. И. Данчев и др. М., Атомиздат, 1973. 336 с.
180. *Месторождения* свинца и цинка/Э. И. Кутырев, К. А. Марков, В. С. Кормилицын, А. К. Иогансон.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 102—108.
181. *Металлогеническая* специализация глубинных структур восточной части Балтийского щита/В. Е. Попов, М. Н. Суслов, А. М. Тарасенков и др.— Сов. геология, 1976, № 12, с. 109—116.
182. *Метасоматизм* и рудообразование. Краткие тезисы к конференции. Л., 1972. 284 с.

183. Миллер Д. и Калл Дж. Изотопные данные о происхождении урановых руд плато Колорадо.— В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., 1969, с. 320—344.

184. Михайлов Б. М. Эволюция фациальных обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли.— В кн.: Семинар по генезису бокситов. М., 1974, с. 15—18.

185. Мкртычян А. К., Шипицын В. А. О возрасте тамалыкской фосфоритоносной свиты (Кузнецкий Алатау).— Геология и геофизика, 1968, № 4, с. 125—128.

186. Мусеева Э. Г., Кагарманов А. Х., Попов В. Е. О битуминозности терригенных палеозойских пород Юго-Западного Алтая.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 57, с. 107—110.

187. Момджи Г. С. Железородные формации подвижных зон СССР (классификация и закономерности размещения).— Геология рудн. м-ний, 1972, № 5, с. 22—31.

188. Мусин Р. А. Роль продуктов древних кор выветривания в формировании эндогенного оруднения.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975, с. 82—92.

189. Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. М., Изд-во АН СССР, 1959. 303 с.

190. Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород.— Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, с. 12—33.

191. Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., Недра, 1968. 335 с.

192. Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.—Л., Изд-во АН СССР. Т. I, 1955, 531 с.; т. II, 1956, 391 с.

193. Наседкин В. В. Заполнители для легких бетонов (вулканогенные породы). М., Недра, 1974. 73 с.

194. Науменко В. В., Гончарук А. Ф. Про генезис ртутного зруденіння в пісковиках міоцену Закарпаття.— «Доповіді АН УРСР», 1967, сер. Б, № 3, с. 211—214.

195. Неженский И. А. Особенности геологии и закономерности размещения флюорит-берtrandитового типа бериллиевых месторождений.— Тр. ВСЕГЕИ, Новая сер., 1966, т. 133, с. 175—186.

196. Некоторые проблемы образования и размещения вулканогенно-осадочных месторождений/В. Е. Попов, В. И. Бергер, В. И. Васильев, Э. И. Кутырев.— В кн.: Всесоюзный семинар по вулканогенно-осадочному литогенезу. Петрозаводск, 1972, с. 70—76.

197. Никольская Ж. Д., Попов В. Е., Трофимов В. А. История тектонического развития и районирование Горного Алтая.— Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1963, т. 94, с. 92—120.

198. Никольский В. М. Вулканические серные месторождения Индонезии.— Сов. геология, 1968, № 10, с. 48—58.

199. Новохатский И. П. Железисто-кремнистые формации палеозоя Казахстана.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, 1972, с. 156—163.

200. Новохатский И. П., Беляшов Н. М., Чугуевская О. М. О генезисе магнетитовых руд Тургай.— Геология рудн. м-ний, 1974, № 2, с. 126—131.

201. Новые материалы для шкалы докембрия Балтийского щита (на основе изучения изотопного возраста вулканогенных образований и руд)/В. Е. Попов, Э. В. Собонович, С. Л. Миркина и др.— В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М., 1975, с. 34—35.

202. Ногуги К., Имахаси М. Содержание урана в кислых водах термальных источников Японии.— Онсэн кагаку, J. Balneol. Soc. Japan, 1967, v. 18, № 1, p. 1—7.

203. Овчинников Л. Н. Экспериментальные исследования процессов рудообразования.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного рудообразования. Л., 1967, с. 153—162.

204. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д. Закономерности размещения в трехмерном пространстве колчеданных месторождений Урала, Алтая и Кавказа.— В кн.: Проблемы рудообразования. IV симпозиум IAGOD, т. 1. Варна, 1974, с. 163—171.

205. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д., Жабин А. Г. Актуальные проблемы геологии колчеданных месторождений.— В кн.: Доорогенная металлогения эвгэосинклиналей. Рудные формации. Свердловск, 1976, с. 40—42.

206. Озерова Н. А., Добровольская М. Г. Об образовании ртутной минерализации на вулкане Менделеева.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 3, с. 652—655.

207. Олейник В. В. Анальцит из риштанских и исфариико-ханабадских слоев (верхний эоцен) Таджикской депрессии.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 1, с. 156—158.

208. Оловорудные месторождения Малого Хингана/Г. В. Ицксон, Д. В. Рундквист, И. Г. Павлова и др. Л., Недра, 1959. 344 с.

209. О марганцевых месторождениях типа переходного от вулканогенно-осадочного к гидротермальному/Е. А. Соколова, Е. С. Базилевская, Л. Брито, Д. Коутин.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. III. М., 1970, с. 249—256.

210. О металлогенической специализации колчеданосных вулканогенных формаций/М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Н. К. Курбанов и др.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 2, с. 421—423.

211. Определение концентраций урана и его пространственного распределения в кайнозойских базальтоидах по следам от осколков деления/И. Г. Берзина, С. М. Кравченко, М. Ю. Гурвич, Б. П. Золотарев.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 8, с. 70—81.

212. Опыт крупномасштабного картирования околорудных метасоматитов и продуктов регионального метаморфизма в докембрии Карелии/В. Е. Попов, А. М. Тарасенков, М. Н. Суслов и др.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1976, с. 210—211.

213. Органическое вещество в геологических процессах/Под ред. Л. И. Боровикова и И. С. Ожинского. Л., Недра, 1975. 120 с.

214. О рениенности стратиформных медных месторождений и рудопроявлений западной части Центрального Казахстана/Ш. С. Сейфуллин, С. К. Калинин, А. В. Стругинский, Э. Е. Файн.— Геохимия, 1974, № 4, с. 580—584.

215. Орлова Е. В. Геологические предпосылки для поисков боратов вулканогенно-осадочного происхождения.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 5, с. 3—20.

216. Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого/И. В. Хворова, Л. Н. Формозова, Е. А. Соколова и др. М., Наука, 1968. Т. I, 264 с., т. II, 346 с.

217. Особенности преобразования уран-молибденовых руд в гипергенных условиях/И. В. Сычев, В. Н. Козырев, И. С. Модников и др.— Сов. геология, 1974, № 2, с. 86—94.

218. О сульфидной минерализации кварцевых жил на месторождениях Лениногорского района (Рудный Алтай)/Ю. И. Дёмин, В. Г. Золотарев, В. М. Округин и др.— Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 6, с. 1431—1435.

219. Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. М., 1947. 204 с.

220. Первая находка железистых кварцитов в докембрии Приладожья Карелии/В. М. Чернов, К. А. Инина, М. Б. Раевская и др.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2, с. 427—430.

221. Пельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., Недра, 1965. 272 с.

222. Перри Ю. К., Тан Ф. К. Вариации изотопного состава углерода в карбонатах железистой формации Бивабин.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, 1972, с. 314—319.

223. Плотников И. И., Миловидов Е. Д. О генезисе североуральских бокситовых месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 5, с. 52—62.

224. *Покровская И. В., Ковриго О. А.* О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольного месторождения.— Геология рудн. м-ний, 1970, № 3, с. 64—80.
225. *Половинкина Ю. Ир.* Основные и ультраосновные породы Карсакая. М., Госгеолтехиздат, 1952. 88 с.
226. *Половинкина Ю. Ир., Розина Б. Б.* Железистые кварциты Карсакая.— Мат-лы ВСЕГЕИ, 1956, вып. 8, с. 87—104.
227. *Попов В. Е.* Особенности структурного контроля полиметаллического оруденения Южного Алтая.— Сов. геология, 1960, № 2, с. 107—114.
228. *Попов В. Е.* Стратиграфическое положение Коргоно-Кумирской группы железорудных месторождений.— Мат-лы ВСЕГЕИ, 1961, т. 60, с. 101—106.
229. *Попов В. Е.* Реконструкция поствулканических рудных процессов девона на основе сравнения их с поствулканической деятельностью мезозоя и кайнозоя.— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 316—318.
230. *Попов В. Е.* Генетические типы и закономерности размещения железорудных месторождений на Западе Горного Алтая.— Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1966, т. 133, с. 187—211.
231. *Попов В. Е.* Коргонский комплекс интрузий Горного Алтая и его связь со среднедевонскими вулканогенными толщами.— Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1967, т. 120, с. 184—222.
232. *Попов В. Е.* Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. Л., Недра, 1967. 150 с.
233. *Попов В. Е.* Новые данные о верхнепротерозойском щелочном вулканизме в северо-западной части Украинского массива.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 2, с. 377—380.
234. *Попов В. Е.* К проблеме поисков месторождений вулканогенно-осадочного типа.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 214—215.
235. *Попов В. Е.* Полигенные месторождения области позднепротерозойской активизации (Северное Приладожье).— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973, с. 179—180.
236. *Попов В. Е.* О новом типе месторождений области тектоно-магматической активизации (на примере юга Карелии и других регионов).— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М., 1975, с. 235—243.
237. *Попов В. Е., Альперович Е. В.* Типы структур и формаций подвижных поясов в ходе эволюции земной коры континентов.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 60—61.
238. *Попов В. Е., Лебедева В. А., Лашков Б. П.* О возможности использования спектрального метода анализа изотопного состава свинца для решения некоторых геохронологических задач.— В кн.: Методы рудной геофизики. Л., 1976, с. 25—38.
239. *Попов В. Е., Лебедева В. А., Флоринская В. Н.* Возраст и геохимические особенности колчеданных руд Карелии.— В кн.: Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР. Л., 1973, с. 260—266.
240. *Попов В. Е., Мызников В. А.* Метадресвяники и метаконгломераты Западной Карелии как показатель фациальных условий осадконакопления сарнильской эпохи.— В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 79—80.
241. *Попов В. Е., Тихомиров Л. И.* Направление работ на поиски стратиформного комплексного оруденения в Северном Приладожье.— Разведка и охрана недр, 1973, № 6, с. 5—7.
242. *Попов В. Е., Трофимов В. А.* Количественная оценка эволюции магматизма складчатых областей по петрохимическим данным (на примере Горного Алтая). В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 231—239.
243. *Попов В. Е., Шкурский В. И.* Особенности прогнозирования месторождений, связанных с вулканогенно-осадочными формациями докембрия

Карело-Кольского региона.—Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1976, т. 227, с. 95—106.

244. Попов В. М. Проблема генезиса пластовых месторождений ртути.— В кн.: Ртуть в осадочных породах Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970, с. 3—30.

245. Продукты вулканизма как полезные ископаемые/Под ред. В. П. Петрова и В. В. Наседкина. М., Наука, 1975. 184 с.

246. Пушкин Г. Ю. Структура центральной части Имандра-Варзугской зоны.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, с. 36—38.

247. Пушкина З. В. Железо, марганец, кремний, фосфор, бор, алюминий в морской воде района вулкана Санторин.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 2, с. 87—96.

248. Рассел Р., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии. М., Иностран. лит., 1962. 281 с.

249. Ратеев М. А. Последовательность гидротермальных преобразований вулканогенных пород в бентонитовые глины Асканского месторождения Грузинской ССР.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 3, с. 675—678.

250. Ратеев М. А., Хенров М. Б., Шантар А. А. Преобразование вулканических пеплов в зависимости от физико-химической среды диагенеза на примере морских отложений миоцена Западной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 6, с. 1396—1399.

251. Рафальский Р. П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М., Атомиздат, 1973. 288 с.

252. Робонен В. И., Коросов В. И. К геологии Костомукшского железорудного месторождения.— В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 156—167.

253. Робонен В. И., Рыбаков С. И., Светова А. П. Вулканогенные формации нижнего протерозоя Хаутоварской зоны (Южная Карелия).— В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974, с. 21—41.

254. Родченко Ю. М. Некоторые особенности геологического строения и достоверность результатов разведки североуральских бокситовых месторождений.— В кн.: Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале. Т. 3. Бокситы. Свердловск, 1964, с. 177—223.

255. Ртуть в осадочных и эффузивно-осадочных формациях Южного Тянь-Шаня/К. К. Курманалиев, Л. Д. Медведев, В. Т. Сургай и др.— В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, 1968, с. 322—326.

256. Рудные месторождения США. Пер. с англ. под ред. акад. В. И. Смирнова. М., Мир, 1972, т. I, 660 с., 1973, т. II, 636 с.

257. Рудник В. А., Собонович Э. В., Искандерова А. Д. Свинцово-изотопные отношения как основа периодизации докембрия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11, с. 44—45.

258. Рундквист Д. В. Об одной общей закономерности геологического развития.— В кн.: Материалы к совещанию «Общие закономерности геологических явлений». Л., 1965, с. 79—90.

259. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1975. 224 с.

260. Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород.— Зап. ВМО, 1974, ч. СIII, вып. 3, с. 289—304.

261. Рыбаков С. И. Об оолитовых пиритовых рудах некоторых серноколчеданных месторождений Южной Карелии и их метаморфизме.— Геология рудн. м-ний, 1967, № 4, с. 87—92.

262. Сапожников Д. Г. Каражальское железо-марганцевое месторождение (в Центральном Казахстане). М., Изд-во АН СССР, 1963. 196 с.

263. Сапрыкин Ф. Я. Месторождения германия.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М., 1974, с. 429—436.

264. Семененко Н. П. Железисто-кремнистые формации Украинского щита.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых формаций мира. Киев, 1972, с. 138—147.

265. Сендеров Э. Э. Изучение кристаллизации морденита в гидротермальных условиях.— *Геохимия*, 1963, № 9, с. 820—829.
266. Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М., Наука, 1975. 115 с.
267. Силади М. О сорбции молибдена на гуминовых препаратах.— *Геохимия*, 1967, № 12, с. 1489—1492.
268. Сингенетические железные и марганцевые руды вулканогенных формаций среднего палеозоя Алтая/А. С. Калугин, А. В. Груздева-Пешкова, А. Г. Гузман и др.— В кн.: Тезисы докладов V Всесоюзного литологического совещания. Новосибирск, 1961, с. 80—85.
269. Синюков В. В. О влиянии вулканических извержений на химию вод океана.— *Океанология*, 1964, т. IV, вып. 4, с. 644—650.
270. Скиннер Б. Дж., Пек Д. Л. Несмешивающийся сульфидный расплав с острова Гавайи.— В кн.: Магматические рудные месторождения. М., 1973, с. 195—207.
271. Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М., Недра, 1966. 291 с.
272. Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., Недра, 1972. 216 с.
273. Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 586—647.
274. Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений.— *Геология руд*, м-ний, 1970, № 6, с. 3—15.
275. Смирнов В. И. Об особенностях формирования некоторых колчеданных месторождений по данным декрипитации и вариациям изотопов серы слагающих ее их сульфидов.— *Тр. Ин-та геологии Урал. ФАН СССР*, 1973, вып. 102, с. 3—10.
276. Смирнов В. И. Источники рудообразующих компонентов.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1975, с. 5—6.
277. Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1960, № 2, с. 3—15.
278. Смирнов В. И., Казанский В. И. Колчеданное месторождение Раммельсберг.— *Геология руд*, м-ний, 1972, № 6, с. 59—67.
279. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., Недра, 1974. 231 с.
280. Соботович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М., Атомиздат, 1970. 350 с.
281. Соботович Э. В., Гращенко С. М. Изотопный состав современного свинца как критерий возраста единичных образцов изверженных пород.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1965, № 4, с. 3—9.
282. Современное гидротермальное рудоотложение/Под ред. Э. Дегенса и Д. Росса. М., Мир, 1974. 280 с.
283. Соколов Н. Е. Тектурные особенности железистых кварцитов КМА и Кольского полуострова в связи с их генезисом.— В кн.: Железисто-кремнистые формации Кольского полуострова. Л., 1970, с. 85—97.
284. Соколова Е. А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые. М., 1968, с. 154—192.
285. Сорокин В. Н. Об одной из возможных форм переноса золота в гидротермальных растворах.— *Геохимия*, 1973, № 12, с. 1891—1894.
286. Состояние и задачи советской литологии. Доклады на секционных заседаниях VIII Всесоюзного литологического совещания. М., Наука, 1970. 286 с.
287. Сретенская Н. Г. О состоянии кремния в водных растворах.— В кн.: Экспериментальные исследования процессов минералообразования. М., 1970, с. 31—40.
288. Старицкий Ю. Г., Попов В. Е. Месторождения железа.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 67—75.

289. *Старостин В. И.* Структурно-петрографический анализ горных пород и руд.— Геология рудн. м-ний, 1973, № 5, с. 19—31.
290. *Старостин В. И., Кудрявцева Г. П.* Магнетитовая лава древнечетвертичного вулкана Лако (Северное Чили).— Геология рудн. м-ний, 1973, № 3, с. 102—111.
291. *Стратиформные* свинцово-цинковые месторождения Западной Канады/В. Л. Барсуков, Г. С. Дзоцендидзе, Ш. Е. Есенов и др.— Геология рудн. м-ний, 1973, № 2, с. 28—41.
292. *Страхов Н. М.* Железородные фации и их аналоги в истории Земли. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1947. 266 с.
293. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М., Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
294. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
295. *Страхов Н. М.* О некоторых вопросах геохимии кремнезема.— В кн.: Геохимия кремнезема. М., 1966, с. 5—8.
296. *Строна П. А.* Вулканогенные рудные формации.— Зап. ВМО, 1970, сер. 2, ч. ХСІХ, с. 139—154.
297. *Строна П. А., Шатков Г. А.* Геологическое строение района Березовского железорудного месторождения (Восточное Забайкалье) и его генезис.— Геология и геофизика, 1964, № 8, с. 123—130.
298. *Строна П. А.* Основы металлогении. Курс лекций. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1976. 100 с.
299. *Суражский Д. Я.* Методы поисков и разведки месторождений урана. М., Атомиздат, 1960. 240 с.
300. *Тарасов Е. С.* Об одном примере послерудного вулканического брекчирования.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 10, с. 60—64.
301. *Тарасова Р. С., Близнюк М. В., Бабкин И. Н.* О формационном типе и генезисе свинцово-цинкового колчеданного месторождения Озерного.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., 1972.
302. *Татаринов П. М., Строна П. А.* Основные особенности месторождений, связанных с вулканогенными формациями.— Зап. ВМО, 1967, сер. 2, ч. ХСVI, с. 3—11.
303. *Твалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И.* Стратиформные месторождения цветных металлов, связанные с геосинклинальным вулканизмом (на примере Кавказа).— В кн.: Минеральные месторождения. М., 1976, с. 56—67.
304. *Твалчрелидзе Г. А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. Л., Недра, 1977. 110 с.
305. *Термобарические* условия формирования колчеданных руд Южного Урала/И. А. Хайретдинов, В. С. Авязнов, Н. А. Андрианова и др.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 5, с. 1220—1223.
306. *Тиррель Г. В.* Вулканы. М.— Л., Госгоргеонефтеиздат, 1934. 219 с.
307. *Товаров И. И.* О выносе водорастворимых веществ из пирокластике вулкана Безымянного.— Геохимия, 1958, № 7, с. 686—688.
308. *Точилин М. С.* Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.
309. *Тугаринов А. И., Гриненко Л. Н., Воинов Д. М.* Изотопы серы и проблемы генезиса колчеданных месторождений.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 10, с. 28—37.
310. *Тугаринов А. И., Наумов В. Б.* Термобарические условия формирования гидротермальных урановых месторождений.— Геохимия, 1969, № 2, с. 131—146.
311. *Уайт Д. Э.* Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 479—528.
312. *Узбеков Р. М.* Карсакапский железорудный бассейн.— В кн.: Железородные месторождения Центрального Казахстана. М., 1960, с. 164—223.
313. *Ураноносные* горизонты в районах Кикучи и Северной Оути, префектура Мияги, Япония/Т. Бодзе, И. Сато, Т. Судзуки и др.— Тисицу тесасэ гэппо. Bull. Geol. Surv. Japan, 1967, т. 18, № 3, с. 199—208.

314. *Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях*/В. Л. Барсуков, Г. Д. Гладышев, В. Н. Козырев и др. М., Атомиздат, 1972. 312 с.
315. *Федорчук В. П.* Телетермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 544—647.
316. *Филатов Л. И.* Докембрий Улу-Тау. М., Изд-во Моск. ун-та, 1962. 324 с.
317. *Фишкин М. Ю.* Особенности формирования близповерхностных месторождений советских Карпат и их связь с эффузивно-интрузивным комплексом.— В кн.: Современный вулканизм. М., 1966, с. 241—249.
318. *Формозова Л. Н.* Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 141, с. 7—46.
319. *Формозова Л. Н.* Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. II. М., 1968, с. 7—153.
320. *Фосфориты Алтае-Саянской складчатой области*/Н. А. Красильникова, Б. Г. Гуревич, В. З. Блисковский и др.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 4, с. 161—181.
321. *Фосфориты на дне центральной части Тихого океана*/П. Л. Безруков, П. Ф. Андрущенко, И. О. Мурдмаа, Н. С. Скорнякова.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4, с. 913—916.
322. *Харин Г. С.* Фосфатитые породы подводного хребта Ян-Майен (Северная Атлантика) и связь их с вулканизмом.— Литология и полезные ископаемые, 1974, № 1, с. 41—44.
323. *Хейнрих Э. У.* Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М., ИЛ, 1962. 605 с.
324. *Хелгесон Г.* Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., Мир, 1967. 184 с.
325. *Херасков Н. П.* Геология и генезис восточнобашкирских марганцевых месторождений.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. М., 1951, с. 328—348.
326. *Хисамутдинов М. Г.* Основные черты тектоники и истории геологического развития структурно-формационных зон Зайсанской геосинклинальной области.— Тр. ВСЕГЕИ, Новая сер., 1963, т. 94, с. 76—91.
327. *Хисамутдинов М. Г.* Спорные вопросы и роль регенерации в рудообразовании на Рудном Алтае.— В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата, 1977, с. 61—66.
328. *Хрусталева Г. К.* О температуре гидротермального метаморфизма пород девонского осадочно-вулканогенного комплекса Северного Кавказа.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1968, № 7, с. 57—59.
329. *Цанс В. А.* Запасы бокситов на Ямайке.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., 1964, с. 88—106.
330. *Цинцадзе Г. В.* Первичная вертикальная зональность оруденения и возраст колчеданно-полиметаллических месторождений Зырянского района (Рудный Алтай).— Зап. ВМО, 1972, ч. CI, вып. 3, с. 344—348.
331. *Чайковский В. К.* Генетические типы месторождений осадочных и вулканогенно-осадочных полезных ископаемых.— В кн.: Генетические типы месторождений полезных ископаемых. М., 1973, с. 3—21.
332. *Чепрасов Б. Л., Покровская И. В., Ковриго О. А.* О полигенном характере оруденения Риддер-Сокольного месторождения.— Геология руд. м-ний, 1972, № 6, с. 30—45.
333. *Чердынцев В. В.* Ядерная вулканология. М., Наука, 1973. 208 с.
334. *Чухров В. Ф., Ефимов Л. П., Виноградов В. И.* Об изотопном составе серы как показателе возможности некоторых геохимических процессов в древнем докембрии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 59—60.
335. *Шаткова Л. Н., Шатков Г. А.* О возможном источнике рудного вещества урано-флюоритовых месторождений.— Геология руд. м-ний, 1973, № 4, с. 36—43.

336. Шатский Н. С. О марганцевоносных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 3—37.
337. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам. М., 1955, с. 7—100.
338. Шер С. Д., Юдин И. М. Полиметаморфические преобразования рудовмещающих осадочных пород на золоторудном месторождении Мурунтау (Центральные Кызылкумы).— Тр. ЦНИГРИ, 1971, вып. 96, ч. 2, с. 30—48.
339. Шишаков В. Б. Условия образования и размещения бокситов и диаспор-шамозитовых руд на западном склоне Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 1, с. 184—186.
340. Штрейс Н. А. К вопросу о происхождении железомарганцевых руд Успенско-Спасского района Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 4, с. 603—613.
341. Шубер Б. Марганцеворудные месторождения Гвианы и их связь со структурой фундамента.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железокремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, 1972, с. 148—155.
342. Шунгиты Карелии и пути их комплексного использования/Под ред. В. А. Соколова и Ю. К. Калинина. Петрозаводск, Карелия, 1975. 239 с.
343. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968. 179 с.
344. Щеглов А. Д. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения восточных районов СССР.— В кн.: Минеральные месторождения. М., 1976, с. 47—56.
345. Щерба Г. Н. О двух гипотезах образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 5, с. 46—65.
346. Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля.— В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М., 1957, с. 7—178.
347. Щерба Г. Н. Руды, связанные с палеовулканизмом, и некоторые их особенности.— Геология рудн. м-ний, 1966, № 5, с. 77—78.
348. Щерба Г. Н. Месторождения атасуйского типа в Казахстане.— В кн.: Доклады советских геологов на Международном геологическом конгрессе, XXIII сессия. М., 1968, с. 185—196.
349. Щерба Г. Н. Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Сов. геология, 1968, № 6, с. 49—65.
350. Юдин И. И., Арсеньев А. А. Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М., Наука, 1970. 123 с.
351. Яговкин В. В. О влиянии рН на устойчивость некоторых фосфатов в водных растворах.— Изв. Днепропетр. горного ин-та, 1955, т. 23, с. 49—54.
352. Яковлев Г. Ф., Хисамутдинов М. Г., Дёмин Ю. И. Полигенность и полихронность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Геология рудн. м-ний, 1975, № 3, с. 66—77.
353. Яковлев П. Д. О некоторых вопросах генезиса месторождения молибден-урановой формации.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 9, с. 62—71.
354. Яницкий А. Л., Сергеев О. П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1962. 112 с.
355. Almela S. A., Febrel T. La roca frailesca de Almadén, un episodio tobáceo una formación basáltica del Siluriano superior.— Inst. Geol. y Min. de Espana, Notas y Comun., 1960, № 59, p. 41—71.
356. Arnould A. Etude préliminaire sur les condition de gisement du manganése en Nouvell — Caledonie.— Rap. Surv. Mines. Geol. Nouvell — Caledonie, 1954, p. 28.
357. Avrov D. P., Popov V. E. et al. Devonian of Altai. Stratigraphy, Magmatism and Mineral Deposits.— Proceed. of the Intern. Symp. on the Devonian System. Calgary, Alberta, p. 451—461.
358. Ballard S. S., Payne J. H. A chemical study of Kilayea solfatoric gases, 1938—1940.— The Volcano Letter, Honolulu, № 469, 1940.

359. *Behrend F.* Rezenter Vulkanismus und die Bildung von Eisenerzen.—*Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges.*, 1934, Bd. 86, H. 6, S. 360—367.

360. *Bernauer F.* Rezente Erzbildung auf dem Insel Vulkan. T. 1.—*Neues Jb. Miner.*, 1935, Beil. Bd 69A, S. 60—92. T. 2.—*Neues Jb. Miner.*, 1940, Beil. Bd 75A, S. 54—71.

361. *Bidaut H.* Note préliminaire sur un mode de formation possible des phosphates Dinantien des Pyrenées.—*Congr. Geol. Jut. C. r. de la XIX ses.*, sect. XI, Fasc. XI, Alger, 1953, p. 185—190.

362. *Bonatti E., Nayudu R.* The Origin of Manganese Nodules on the Ocean Floor.—*Amer. J. Sci.*, 1965, № 263, p. 17—39.

363. *Borchert H.* Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört, sowie deren Beziehungen zu Geotektonik und Magmatismus.—*Freiberger Forschungsh.*, 1960, № 79, S. 8—61.

364. *Botke H.* Die exhalativ-sedimentären devonischen Roteisenlagerstätten des Ostsaauerlandes.—*Beih. Geol. Jahrb.*, H. 63, 1965.

365. *Bouladon J. and Jouravsky G.* Les gisements de manganèse de Tiouine (Sud Marocain).—*Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc*, v. 125, 1955. 180 p.

366. *Bramlette M. N.* The Monterey Formation of California and the origin of its siliceous rocks.—*U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1946. 212 p.

367. *Broderik T. M., Hohl C. D.* Differentiation in traps and ore deposition.—*Econ. Geol.*, 1931, v. 30, p. 301—312.

368. *Browne P. R. L.* Mineralisation in the Broadlands Geothermal Field Taupo Volcanic Zone, New Zealand.—*Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 2*, 1971, p. 64—75.

369. *Buljan M.* Deep Submarine volcanism and the chemistry of ocean.—*Bul. volcanol.*, 1954, ser. 2, v. 17, p. 41—57.

370. *Butler B. S., Burbank W. S.* The copper deposits of Michigan.—*U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, v. 144, 1929. 238 p.

371. *Cannon R. S., Pierce A. P., Antweiler J. C. and Buck K. L.* The Data of lead isotope geology related to problems of ore genesis.—*Econ. Geol.*, 1961, v. 56, № 1, p. 1—38.

372. *Carstens C. W.* Zur Genesis der norwegischen Schwefelkiesvorkommen.—*Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges.*, 1936, Bd 88, S. 257—268.

373. *Cavinato A.* La fluorite nel Lazio.—*Ind. mineraria*, 1968, v. 19, № 1, p. 1—10.

374. *Cissarz A.* Mineralogisch-mikroskopische Untersuchung der Erze und Nebengesteine des Poteisensteinlagers der Grube Maria bei Braunfeld a. d. Lahn.—*Mitt. Keiser-Wilhelm-Inst. Eisenforsch.*, 1924, Bd 5, S. 109—126.

375. *Cissarz A.* Lagerstätten des Geosynkinal-vulkanismus in den Dinarden und ihre Bedeutung für die geosynklinale Lagerstättenbildung.—*Neues Jb. Miner.*, 1957, Bd 91, S. 485—540.

376. *Cornwall H. R.* Differential in lavas of the Keweenaw Series an the origin of the copper deposits of Michigan.—*Geol. Soc. Amer. Bul.*, 1951, v. 62, p. 159—201.

377. *Corsini F.* La cassiterite fra i prodotti fumarolici dell'Etna.—*Atti Acad. naz. Lincei Reud. Cl. Sci. Fis. mat. e natur.*, 1967, v. 42, № 4, s. 530—537.

378. *Cressman E. R.* Nondetrital siliceous sediments. Data of geochemistry, Chapter I.—*U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1963.

379. *Cunningham W. B., Höll R., Taupitz K. C.* Two new tungsten bearing horizons in the older Precambrian of Rhodesia.—*Mineralium Deposita*, 1973, v. 8, № 2, p. 200—203.

380. *Czamanske G. K.* Sulfide solubility in aqueous solutions.—*Econ. Geol.*, 1959, v. 54, p. 57—64.

381. *Davis E. F.* The Radiolarian cherts of the Franciscan Group.—*Univ. California Publ. Bul. Dept. Geol.*, 1918, v. 11, № 3, p. 235—432.

382. *Davis F. F., Baily E. H.* Mercury.—*Bul. Calif. Div. Mines and Geol.*, 1966, № 191, p. 247—254.

383. *Diets R. S., Emery K. O., Shepard F. P.* Phosphorite deposits on the sea floor off southern California.—Bul. Geol. Soc. Amer., 1942, v. 53, p. 815—848.
384. *Disler J.* Die Kupferkieslagerstätten von Outokumpu, Finnland.—Bul. Comm. Géol. Finlande, 1953, № 161, 108 S.
385. *Doe B. R., Stacey L. S.* The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation. A review.—Econ. Geol., 1974, v. 69, № 6, p. 757—776.
386. *Durrell C.* Geological investigation of strontium deposits in Southern California.—Publ. Dept. Nat. Res. California, 1953, № 32, p. 5—37.
387. *Ekiert F.* Neue Anschauungen über die Herkunft des in den Sedimenten des unteren Zechsteins auftretenden Kupfers.—Freiberger Forschungsh., 1960, № 79, S. 190—201.
388. *Eisenhuth K. H., Kautsch E.* Handbuch für den Kupferschieferbergbau. Leipzig, 1954.
389. *Ferron R. D.* Sulphur in Pery.—Engin. and Mining, 1934, v. 135, № 2, p. 64—65.
390. *Frietsch R.* Brief outline of the metallic mineral resources of Sweden.—Swed. Geol. Undersök., 1975, Ser. C, № 718, Arsb. 69, № 10, 64 p.
391. *Gaal G., Koistinen T., Mattila E.* Tectonics and stratigraphy of the vicinity of Outokumpu, North Karelia, Finland.—Geol. Surv. Finl. Bull., 1975, № 271, 67 p.
392. *Geijer P.* The Rektor ore body at Kiruna.—Sver. Geol. Undersökning, 1950, Arsbok 43, Ser. A, № 514, 18 p.
393. *Goldich S. S., Bergquist H. R.* Aluminous Lateritic soil of the republic of Haiti, West Indies.—U. S. Geol. Surv. Bul., 1948, 954C, 109 p.
394. *Goodwin A. M.* Structure, Stratigraphy and origin of iron formation, Michipicoten area, Algoma District, Ontario, Canada.—Geol. Soc. Amer. Bul., 1962, v. 73, № 5, p. 561—586.
395. *Goodwin J. H., Surdam R. C.* Zeolitization of tuffaceous rocks of the Green River Formation, Wyoming.—Science, 1962, v. 157, № 3786, p. 307—308.
396. *Gräbe R.* Über sulfidische Äquivalente der oberdevonischen Roteisenerze am NW-Rand des Bergaer Sattel (Ostthüringen).—Berich. Geol. Ges. DDR, 1964, Bd 9, № 4/5, S. 527—537.
397. *Gregor M.* Industrielle Forschung und Verwertung von Bentoniten in der Tschechoslovakei.—Proc. Internat. Clay. Conf., 1967, Bd 2, S. 271—279.
398. *Gross G. A.* Geology of Iron Deposits in Canada. V. 1. Ottawa, 1965, 181 p.
399. *Harbort E.* Zur Frage nach der Entstehung gewisser devonischer Roteisenerzlagerstätten.—Neues Jahrb. Miner., 1903, Bd 1, S. 179—191.
400. *Harder H.* Beitrag zur Petrographie und Genese der Hämatiterze des Lahn—Dill—Gebietes.—Heidelberger Beitr. zur Miner. und Petrogr., 1954, Bd 4, S. 54—66.
401. *Hallberg R. O.* Sedimentary Sulfide Mineral Formation—an Energy Circuit System Approach.—Mineralium Deposita, 1972, № 7, p. 189—201.
402. *Hannak W., Kraume E.* Die Rammelsberger Zink—Blei—Kupfer—Erzlagerstätte.—Fortschr. Mineral., 1965 (1966), v. 43, № 2, S. 104—107.
403. *Helovuori O.* Pyhäsalmen malmista ja sen stratigrafiasta.—Suomen. Geol. Seura, Geologiliiitto R. Y., Koulutusmoniste № 2, Espoo, 1976, p. 105—111.
404. *Hentschel H.* Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn—Dill—Typ.—Freiberger Forschungsh., 1960, C 79, S. 82—105.
405. *Hewett D. F.* Stratified deposits of the oxides and carbonates of manganese.—Econ. Geol., 1966, v. 61, № 3, p. 431—462.
406. *Hewett D. F., Grittenden M. D.* e. a. Manganese deposits of the United States.—Sympos. Sobre yasimentos de manganese, V. 11. Mexico, 1956.
407. *Hise C. R., van Leith C. K.* The geology of the Lake Superior region.—U. S. Geol. Surv. Monogr., 1911, v. 52, 641 p.

408. *Hjelmqvist S.* On the occurrence of Ignimbrite in the Precambrian.—*Sver. Geol. Undersökning*, 1956, *Arsbok* 49, Ser. C 542, p. 1—12.
409. *Höll R.* Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in der Türkei und auf Chios (Griechenland).—München, Verlag der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, 1966. 118 S.
410. *Höll R., Maucher A.* Synsedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata- and time-bound scheelite deposits of Kleinartal and Felbertal in the Eastern Alps.—*Mineralium Deposita*, 1972, v. 7, № 2, p. 217—226.
411. *Honda T.* Several diatomite and perlite deposits in operation for filter aid in Japan.—*J. Mining Inst. Kyushu*, 1967, v. 35, № 4, p. 216—221.
412. *Iwao S., Kishimoto F.* Wall rocks alteration of the Kosaka mine, Akita Prefecture, Japan.—*Geol. Surv. Japan, Rept.*, 1954, № 162, p. 1—31.
413. *Iwasaki I., Ozawa T., Yoshida M.* Differentiation of volcanic emanation around the boiling point of water in geothermal regions in Japan.—*Bul. volcan.*, Napoli, 1966, v. 29, p. 517—527.
414. *Jacobs M. B., Kerr P. F.* Hydrothermal alteration along the Lisbon Valley Fault zone, San Juan County, Utah.—*Geol. Soc. Amer. Bul.*, 1965, v. 76, p. 423—440.
415. *Jones O. A.* The bedded chert (bedded iron-formation problem).—*J. of Geol. Soc. Austral.*, 1963, v. 10, p. 209—223.
416. *Kato T., Watanabe T., Nakamoto A.* On the sulphur deposits associated with iron sulphide ores, found in the Quaternary formation of Japan.—*Japanese J. Geol. a. Geogr.*, 1934, v. 11, p. 287—324.
417. *Kegel W.* Die geologischen Grundlagen des Roteisensteinbergbaus im Dillgebiet.—*Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges.*, 1934, Bd 86, H. 6, S. 314—325.
418. *Kinkel A. R. Jr.* Observation on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain, and their relation to volcanism.—*Econ. Geol.*, 1962, v. 57, p. 1071—1080.
419. *Kinosaki Y.* The pyrophyllite deposits in the Chudoku Province, West Japan.—*Geol. Rept. Hiroshima Univ.*, 1963, № 12, p. 1—35.
420. *Kolbe H., Siapno B.* Manganese nodules, further resources of nickel and copper on the deep ocean floor.—*Geoforum*, 1974, № 20, p. 63—82.
421. *Kostič J.* Igneous activity and ore deposition in southeastern Europe.—*Ann. Univ. Sofia*, 1946, v. 42.
422. *Kouvo O.* Kallioperämme ikäsuhteista.—*Geologi*, 1964, № 2, p. 13—21.
423. *Krauskopf K. B.* Separation of manganese from iron in sedimentary processes.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1957, v. 12, № 1—2, p. 61—84.
424. *Landergren S.* On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks.—*Sver. Geol. Undersökning, Arsbok Avh.*, 1948, Ser. C, № 492, *Arsbok* 42 (1948), № 5. 182 p.
425. *Lehmann E.* Über die Genesis der Eisenerzlagerstätten vom Lahntypus.—*Zeitsch. Erzbergbau und Metallhüttenwesen*, 1949, Bd 2, H. 8, S. 239—246.
426. *Levinson A. A.* Beryllium-fluorine mineralization at Aguachile mountain, Coahuila, Mexico.—*American mineralogist*, 1962, v. 47, № 1—1, p. 67—74.
427. *Lippert H. J.* Zur Gesteins- und Lagerstättenbildung in der östlichen Dillmulde.—*Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges.*, 1950, Bd 102, S. 383—385.
428. *Lotti B.* Descrizione geologica dell'Isola d'Elba.—*Mem. Descr. Carta geol.*, 1886, v. 2.
429. *Magnusson N. H.* *Malmgeologi*. Stockholm, Jernkontoret, 1953. 439 p.
430. *Magnusson N. H.* The origin of the iron ores in Central Sweden and the history of their alterations.—*Sver. Geol. Undersökning*, 1970, Ser. C, № 643, *Arsbok* 63, № 6, pt 1—127 p., pt 2—366 p.
431. *Mansfield G. R.* The role of fluorine in phosphate deposition.—*Amer. J. Sci.*, 1940, v. 238, № 12, p. 863—880.
432. *Mattews D. H.* Altered lavas from the floor of the eastern North Atlantic.—*Nature*, 1962, 194, № 4826, p. 368—369.

433. *Matumoto T., Isikava T., Minato M.* Some problems of welded lava and welded tuffs related with the Sunken calderas in Japan.—Proc. Eighth Pacif. Sci. Congr., 1956, v. 2, p. 130—137.
434. *Maucher A.* Die Antimon-Volfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik.—Freiberger Forschungsh., 1965, C-186, S. 173—187.
435. *Mckelvey V. E.* Phosphate deposits.—U. S. Geol. Surv. Bul., 1967, № 1252-D, 21 p.
436. *Mckelvey V. E., Wiese J. H., Johnson V. H.* Preliminary report on the bedded manganese of the Lake Mead region Nevada and Arizona.—U. S. Geol. Surv. Bul., 1949, № 948-D, p. 83—101.
- 436a. *Mikkola A. K., Mäkelä M.* Sulphur isotopes and the genesis of the Outokumpu ore, Finland.—In: Problems of ore deposition. Fourth IAGOD Symposium, Varna, 1974, p. 94—101.
437. *Miller A. R., Gensmore C. D., Degens E. T. e. a.* Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1966, v. 30, № 341, p. 341—361.
438. *Moore B. N.* Some strontium deposits of the Southeastern California and Western Arizona.—Amer. Inst. Mining a Metallurg. Engin. Techn. Public., 1935, № 599, 24 p.
439. *Moore E. S., Maynard J. E.* Solution, transportation and precipitation of iron and silica.—Econ. Geol., 1929, v. 24, № 3, p. 272—303, № 4, p. 365—402, № 5, p. 506—527.
440. *Mukaiyama H.* Genesis of sulphur deposits in Japan.—J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 1959, sec. 2, v. 11, 148 p.
441. *Nemoto T., Haykawa M. e. a.* Report on the geological, geophysical and geochemical studies of Showa-Shinzan, Usu Volcano.—Geol. Surv. Japan Rept., 1957, № 170, pl.—23.
442. *Oelsner O.* Zur Genese der nord- und mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten.—Geologie, 1961, Bd 6, H. 1, S. 117—123.
443. *Öftedahl C. A.* Theory of Exhalative—Sedimentary Ores.—Geologiska Föreningens I. Stockholm Föreläsningar, 1958, № 492, Bd 80, H. 1, p. 1—19.
444. *Ohashi R.* On the origin of the Kuroko of the Kosaka copper mine, Northern Japan.—J. Akita Mining College, 1920, v. 2, p. 11—17.
445. *Okada T.* Report of the oceanographical observation in the neighboring seas of a new Volcanic Island "Jwozima Sinto" in Juli, 1933.—J. Oceanogr., 1936, № 1.
446. *Pantanelli D.* Radiolarie dei diaspri.—Procès-verbaux Soc. sci. natur. Toscana, 1880, v. 2.
447. *Papastamatiou J.* Quelques Observations sur la Genèse des Bauxites en Grèce.—ICOBA, 1965, p. 3—8.
448. *Parak T.* The origin of Kiruna iron ores.—Sver. Geol. Undersökning, 1975. Ser. C, № 109, Årsbok 69, № 1, 209 p.
449. *Park C. F.* On the origin of manganese.—In: 20th Internat. Geol. Congr., Symposium sobre yacimientos de manganese, 1956, v. 1, p. 75—98.
450. *Park C. F.* A magnetite "flow" in Northern Chile.—Econ. Geol., 1961, v. 56, № 2, p. 431—436.
451. *Patterson S. H., Robertson C. E.* Weathered basalt in the eastern part of Kauai, Hawaii.—U. S. Geol. Surv. Prof. Papers, 1961, № 424-C, p. 195—198.
452. *Popov V. E.* On the Depth of Formation and Relationship of Hydrothermal-Sedimentary, Hydrothermal and Skarn Iron Ores.—In: Problems of Hydrothermal Ore Deposition. Stuttgart, Schweizerbart, 1970, p. 213—216.
453. *Popov V. E.* Bleiisotope in vulkanogen-sedimentären Eisenerzen aus Lagerstätten Südsibiriens, Nord- und Osteuropas.—Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss., 1970, Reihe B, Mineralogie u. Lagerstättenforschung, Bd 15, H. 3/4, S. 293—297.

454. *Popov V. E., Beljaev K. D.* Copper deposits of the Baltic shield and their relation to volcanism.—In: IAGOD, 4th Symposium, abstract of papers. Varna, 1974, p. 164—165.

455. *Pouit G.* Le manganese á Akebab et dans a région d'Aouli (Haute Moulouya).—SEGM rep. № 78h, Rabat, 1964. 20 p.

456. *Reed J. J.* Manganese ores in New Zealand.—New Zeal. J. Geol. a. Geoph., 1960, v. 3, № 3, p. 344—355.

457. *Ribacchi R.* Il giacimento di zolfo solfatarico di Nisyros (Dodecaneso).—Ind. mineraria, 1967, v. 18, № 11, p. 473—479.

458. *Rickard D. T.* The chemistry of copper in natural aqueous solutions.—Acta Univ. Stockholmiensis, Stockholm Contrib. in. Geology, v. 23, 1970, 64 p.

459. *Rittman A.* Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart, Ferdinand Enke Verlag, 1960, 336 S.

460. *Roever (de) W. P., Lodder W.* Indications of syngenetic origin of gold ore and ignimbrites near Rodalquilar (SE Spain).—Bul. Volcan., 1967, v. 30, p. 35—40.

461. *Rose E. R.* Vanadium occurrence in Canada.—Paper. Geol. Surv. Canada, 1966, № 57, 22 p.

462. *Rösler H. J.* Zur Petrografie, Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen.—Freiberger Forschungsh., 1960, C-92, 276 S.

463. *Rösler H. J.* Genetische Probleme der Erze des sogenannten erweiterten Lahn-Dill-Typus.—Ber. Geol. Ges. DDR, 1964, Bd. 9, № 4/5, S. 445—454.

464. *Rösler H. J., Baumann L., Lange H.* and all. Geosynklinalmagmatismus und submarin-hydrothermale Erzlagerstätten.—XXII Intern. Geol. Congress, 1968, v. 7, p. 185—196.

464a. *Ross Y. R., Hopkins G. M. F.* Kambalda nickel sulphide deposits.—Econ. Geol. of Australia and Papua New Guinea, 1976, Monograph 5, p. 100—121.

465. *Salotti C. A., Heinrich E. W., Giardini A.* Abiotic carbon and the formation of graphit.—Econ. Geol., 1971, v. 66, № 6, p. 929—932.

466. *Saupé F.* Note préliminaire concernant la genése du gisement de mercure d'Almadén. Province de ciudad, Espagne.—Mineralium Deposita, 1967, v. 2, № 1, p. 26—33.

467. *Scheffler H.* Verwachsungsverhältnisse von Pyrit und Keratophyr auf der Schwefelkieslagerstätte Grube "Einheit", Elbingerode (Harz).—Zeitsch. für angew. Geologie, 1960, H. 5, S. 213—214.

468. *Schneiderhöhn H.* Erzlagerstätten. Jena, VEB Gustav Fischer Verlag, 1955, 375 S.

469. *Sheppard R. A. and Gude A. J.* Authigenic fluorite in Pliocene Lacustrine rocks near Rome, Malheur County, Oregon.—U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1969, № 650-D, p. 69—74.

470. *Sherman G. D.* Gibbsite-rich soils of the Hawaiian soils and its significance.—Soil. Sci. Proc., 1952, v. 16, p. 15—18.

471. *Schoen R., White D. E.* Hydrothermal alteration of basaltic andesite and other rocks in drill GS-6, Stimboat Springs, Nevada.—U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1967, № 575-B, p. 110—119.

472. *Skaarup P.* Strata-Bound Scheelite Mineralization in Skarn and Gneisses from the Bindal Area, Northern Norway.—Mineralium Deposita, 1974, v. 9, № 4, p. 299—308.

473. *Smirnow W. I.* Über die möglichen exhalativen und exhalativsedimentären Kiesvorkommen in der Sowjetunion.—Freiberger Forschungsh., 1960, C-79, S. 62—66.

474. *Spada A.* Il giceimento di fluorite e baritina esalativ-sedimentarie (facies) lacustre, in tes calate nei sedimenti piroclastici delle zone de Castel Giuliano, in Prov. di Roma.—L'Industria, 1969, v. 20, 37 p.

475. *Staatz M. H., Griffiths W. R.* Beryllium-bearing tuff in the Thomas Range, Juab County, Utah.—Econ. Geol., 1961, v. 56, № 5, p. 948—950.

476. *Stacey J. S., Kramers J. D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model.—Earth a. Planet Sci. Letters, 1975, v. 26, № 2, p. 207—221.
477. *Stanton R. L.* General features of the conformable "pyritic" orebodies.—Trans. Canad. Inst. Min. Metall., 1960, v. 53, p. 22—36.
478. *Stanton D. L., Russel R. D.* Anomalous Lead and the emplacement of lead sulfide ores.—Econ. Geol., 1959, v. 54, p. 558—608.
479. *Stefansson K., Sigurjonsson J.* The eruption of Hekla, 3, sec. 2. Temporary increase in fluorine content of water following the eruption. Reykjavik, Vindaferlag Islandinga, 1959.
480. *Steiner A.* Hydrothermal rock alteration at Wairakei, New Zealand.—Econ. Geol., 1953, v. 48, № 1, p. 1—13.
481. *Steiner A.* Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand. A new petrogenetic concept.—N. Z. Geol. Surv. Bul., 1960, № 68, 41 p.
482. *Steinmann G.* Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtsche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefab-sätze und der Ophiolithischen Massengesteine.—Ber. naturforsch. Ges. Frei-burg, 1905, H. 16/18. 67 S.
483. *Stoiber R. E., Davidson E. S.* Amigdale mineral zoning in the Portage Lake Lava Series, Michigan copper district.—Econ. Geol., 1959, v. 54, p. 1250—1277.
484. *Stoicoviči E., Mădăras A., Chioreanu V. e. a.*—Contribuții la cuno-așterea caolinului de generă hidrotermală din regiunea Maramureș.—Studia Univ. Babeș-Bolyai, Ser. geol.-geogr., 1967, v. 12, № 2, p. 19—35.
485. *Sumi K.* Hydrothermal rock alteration of the Matsukawa geothermal area, Northeast Japan.—Geol. Surv. Japan Rept., 1968, № 225, p. 1—41.
486. *Taliaferro N. L.* The relation of volcanism to diatomaceous and as-sociated siliceous sediments.—California Univ. Dep. Geol. Sci. Bul., 1933, v. 23, № 1, 55 p.
487. *Taliaferro N. L., Hudson F. G.* Genesis of the manganese deposits of the Coast Ranges of California.—Bul. Div. Min. Dept. Nat. resources stale, 1943, № 125.
488. *Tanada T.* Certain properties of the inorganic colloidal fraction of the Hawaiian soils.—Soil. Sci., 1959, № 2, p. 83—96.
489. *Urban H.* Zur Kenntnis der schichtgebundenen Wolfram-Molybdän-Vererzung im Örsdalen (Rogaland), Norwegen.—Mineralium Deposita, 1971, v. 6, № 3, p. 177—195.
490. *Utada M., Minato H., Hatotori N.* Migration of chemical components of vitric tuff accompanying zeolitization and formation of calcareous nodu-les.—Sci. Papers Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo, 1967, v. 17, № 1, p. 121—140.
491. *Uzumasa Y.* Chemical Investigation of Hot Springs in Japan.—To-kyo. Tsukiji Shokan Co., 1965. 180 p.
492. *Veeh H. H.* Deposition of uranium in the eastern Pacific.—Trans. Amer. Geophys. Union, 1967, v. 48, № 1, p. 236—237.
493. *Vujanović V., Antonović A.* Uranska orudnjenja u tufoznoro-žnačkoj formaciji Surlice.—Radovi Inst. geol. rud. istraž. i ispit. nukl. i dru-gih mineral. sirov., 1967, v. 3, № 3, c. 17—32.
494. *Watanabe T.* Eruption of molten sulfur from the Siretoko—Josan volcano, Hokkaido, Japan.—Japan. J. Geol. Geogr., 1940, v. 17, p. 289—310.
495. *Watson B. N.* Large low grade silver deposits in North America.—World Mining, 1977, № 3, p. 44—49.
496. *Weissberg B. G.* Gold-silver ore grade precipitations from New Zealand thermal waters.—Econ. Geol., 1969, v. 64, № 1, p. 95—108.
497. *Wiefel H.* Feinstratigraphische und geochemische Untersuchungen an der Lahn-Dill-Erzlagerstätte von Görkwitz bei Schleiz (Ostthüringen).—Ber. Geol. Ges. DDR, 1964, Bd 9, H. 4/5, S. 539—542.
498. *Williams D.* Volcanism and ore deposits.—Freiberger Forschungsh., 1966, C-210, p. 93—112.

499. *Wilson S. H.* Physical and chemical investigations 1939—1955, in Hamilton W. H. and Baumgart J. L., White Island.—N. Z. Dept. Sci. Ind. Res. Bull., 1959, № 127.

500. *Witte W.* Der Bergbau an Lahn und Dill.—Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges., 1934, Bd 86, H. 6, S. 325—328.

501. *Wolf G.* Der Vulkanismus. Bd 1. Stuttgart, 1914.

502. *Yagyu R.* On the geology and the ore deposit of the Takatama mine—especially on the rock alteration.—Mining Geology, 1954, v. 4, p. 1—13, 67—78.

503. *Zies E. G.* The fumarolic incrustations in the Valley of Ten Thousand Smokes.—Nat. Geogr. Soc. Washington, Contr. Techn. Papers, Katmai ser., 1929, v. 1, № 3.

## УКАЗАТЕЛЬ ВУЛКАНОВ, ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ, ОЗЕР И ИСТОЧНИКОВ

- Алаэ 103  
Альмерия, провинции источники 192  
Арима 86  
Артени 220  
Асамо 192  
Атлантис-II (Красное море) 23, 86, 104  
Бана-Вуху 18, 23, 33  
Безымянный 243  
Беппу, провинции источники 252  
Берутарубе 33  
Богдана Хмельницкого 33  
Буревестник 237  
Ваймангу 237  
Везувий 103, 214, 223  
Вэй-Вэй 34  
Голконда 238  
Долина Десяти Тысяч  
  Дымов 103, 214, 237, 254  
Ивозима-Сенто 18  
Иеллоустонского национального парка источники 23  
Капелиньош 24  
Кауан 205, 206  
Келуда 25  
Килауэа 103, 244  
Кимбу 238  
Кихпиньч 203  
Клиф 194  
Ключевойской 224, 243  
Лако 35, 38, 39  
Лардерелло 256  
Лимонитовый Каскад 34  
Магади 254  
Маукава 201  
Менделеева 33, 146, 147, 171, 214  
Невада, штата источники 86  
Паужетка 255  
Ротокоа 237  
Сальфер-Бэнк 168, 172, 182, 248  
Санторин 23, 24, 33, 86  
Семуруп 191  
Сёрлс 237  
Сиранэ 244  
Сиретоко 188  
Солтон-Си 86, 104, 237, 268  
Стимбот-Спрингс 168, 197, 248, 249  
Сукадана 34  
Суматра, острова источники 237  
Сьерра де Гата, вулканический район 192  
Тамагава 86  
Татеянгангоудани 224  
Таупо 182, 248  
Телага-Бодас 185—187  
Тентоку 243  
Тжнятер 18  
Тоскана, района источники 192  
Тымльнский 237  
Уайт-Айленд 103, 193, 237, 254  
Узон 23, 169—171, 244, 256  
Уилбер-Спрингс 182  
Унсия, района источники 236  
Фледермаус 225  
Чанар-Чандраметра 185  
Челекен 268  
Шивелуч 243  
Ширан 243  
Шова-Шинзан 103, 192, 237, 253  
Эбеко 214, 256  
Этна 237  
Юрьева речка 33, 208  
Юта, штата источники 86  
Ян-Майен, вулканический хребет 18

## УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, РУДНЫХ РАЙОНОВ И БАСЕЙНОВ

- Абагайтуйское 254  
 Аббот 182  
 Абовянское 37, 43  
 Агата-Чибаргата 254  
 Агуила 194  
 Адирондак 43  
 Азатекское 173  
 Айбах-Обершельд 46, 48  
 Айт-Никсон 235  
 Айл-Ройал 108, 109  
 Акакура 203  
 Акбастау 111, 160  
 Акебаб 89, 241  
 Аккаялу-Озек 240  
 Аксуран 160  
 Алашехир 178, 180—181  
 Алгома 44, 45, 67, 69  
 Алгуйское 211  
 Аллоуэс 113  
 Альгароббо 35  
 Альмаден 175—177  
 Альмерия 192  
 Амброзия-Лейк 230, 234  
 Андра-Прадеш 56  
 Анжу-Бретань 37, 82, 83  
 Арагцкое 217, 220—222  
 Арманское 203  
 Ареовара 42  
 Архальское 222  
 Асканское 197, 202  
 Аскотан 193  
 Атасуйский 91—95, 160, 252  
 Атлантик 109  
 Атлантик-II 104—105  
 Ауканкилла 188  
 Аули 241  
 Ауменау 45  
 Ахтенское 77  
 Ачик-Таш 111  
 Ачисай 111, 160  
  
 Баздак 50  
 Байджансай 160  
 Бакал 37, 77—80  
 Бакчарский 83  
 Баласаускандык 247  
 Балбраун 50, 53  
 Балтали 177  
 Барун-Шивья 240  
 Бая-Маре 173  
 Бая-Спринг 198  
 Белорещское 64  
 Береговское (вулканическое  
 стекло) 217  
 Береговское (ртуть) 173  
 Березовское 37, 81  
 Бергаул 122  
 Бес-Тюбе 160  
 Бигадаг 193, 194  
 Биг-Индиан 234  
 Бильбао 81  
 Бирюза 182  
 Биспберг 69  
 Блэк Хилс 202  
 Болтик 108, 109, 114  
 Большой Ктай 89, 91, 92, 94  
 Боракс 193  
 Браунзумпф 123, 125  
 Бретц 173, 174  
 Бриньоль 208  
 Булайян 240  
 Булиден 250  
 Буревестник 237  
 Бурултас 50, 160  
 Бутстрап 249  
 Бэрхимулин 31  
 Бэтьюс 82  
  
 Вабана 37, 82, 83  
 Ваилула-Гейм-Рефьюдж 206  
 Вакаса 25  
 Ванискедское 202  
 Ватерлоо 250  
 Ведель 46  
 Вежаю-Ворыквинское 211  
 Верхнее озеро (железо) 37,  
 44, 70, 72, 73  
 Верхнее озеро (медь) 107,  
 108—109, 111, 112—115, 117  
 Верхневорыквинское 211  
 Верхнекедровское 58, 59  
 Верхнесергинский 212  
 Верхнеубинское 151  
 Верхний Лептеш 198  
 Верхняя Джаводи 21—23  
 Ветроваямское 188—190  
 Вила Кова ди Маранью 82  
 Вирджин Ривер 99  
 Виртасалми 126  
 Воротанское 217  
 Восточный Хгат 89  
 Вудроу 232  
 Воунос 126—131, 150, 244  
 Вышковское 182  
  
 Габозерское 115, 116  
 Гайское 111  
 Гелен 69  
 Гелливар 40  
 Гёрквитц 48—51, 52  
 Гетчел 249  
 Гимольское 67  
 Голконда 89, 238  
 Гонко-Сонго 250  
 Горни Бенешов 50  
 Гран-Лаху 89  
 Грантс 232, 234  
 Гренгесберг 40  
 Грин-Ривер 17  
 Гротенберг 46  
 Грувбергет 69  
 Губерт 46  
 Гумбрин 202  
 Гумма 34  
 Гушсай 203  
  
 Дагг 193  
 Дальний Запад 94  
 Дауташ 89  
 Дашкесан 203  
 Деламар 250  
 Джайрем 89, 94, 95  
 Джезказган 111, 159  
 Джермон 82  
 Джетгыкыз 50  
 Джрабер-Фонтанское 217  
 Джулия-Крик 247  
 Джумарт 91, 92, 93, 94, 95  
 Дзао 187  
 Дискавери 104—105  
 Долат 177  
 Доурия 81  
 Дудаш 239  
 Дурновское 89, 95—97  
 Дьюмонт 245  
 Дьерисса 81  
  
 Единство 123, 125, 155  
 Еравнинский 139  
  
 Жаксинское 89  
  
 Заглик 203, 244  
 Здице 82, 83  
 Зигерланд 81  
 Знемугулу 89  
 Златуша 98  
 Зыряновское 136, 138  
  
 Извор 89  
 Илгарн 56  
 Илба 198

- Имандра-Варзугский 115, 117  
 Индиан-Крик 28, 29  
 Инское 64  
 Ир-нимийское 89  
 Итабира 37, 70  
 Итуруп 34, 216
- Кава-Масем 187  
 Кавник 198  
 Калгутинское 58  
 Калецки 178  
 Калико 193  
 Калюмет-Хекла 108, 109  
 Камаукай 117  
 Камбалда 244, 245  
 Камбова 111  
 Каменское 212  
 Камерон 234  
 Кампо-Гранде 215  
 Камыс 94  
 Капитол-Риф 232  
 Карагаач 177  
 Каражал 89, 91, 92, 94, 95  
 Карарайс 178—179  
 Каратас 50  
 Каратау 17  
 Кара-Тюбе 50  
 Карашат 50  
 Карлин 249, 250  
 Карсакпай 37, 44, 50, 52—56, 67, 68, 72, 76  
 Кастель-Джулиано 254  
 Катанга (см. Шабана)  
 Катехское 155  
 Каунисвара 42  
 Кафенедес 207  
 Кашкаратинский 83  
 Каяшканское 211  
 Келесское 202  
 Кенигсцуг 46, 48  
 Керамос 178  
 Керегетас 50, 54  
 Керетти 126, 129, 244  
 Кестанелик-Теле 177  
 Кзыл-Байрак 89  
 Кингстон 113  
 Кипуши 156  
 Кирсарж 108, 109  
 Кирунавара 35, 37, 39—42, 84  
 Киурага 89  
 Кихпинич 203  
 Клевакинское 89  
 Клинтон 82, 83  
 Клиф 193, 194  
 Кок-Истек 102  
 Колвези 245  
 Колорадо-Рио 98  
 Констанца 48  
 Коппермайн-Ривер 108, 11, 117  
 Коппер-Харбор 109  
 Коргонское (железо) 28, 35, 44, 57—63, 68, 70, 76, 77, 215, 255  
 Коргонское (яшмы) 26—28  
 Кордеро 173  
 Корпанга 67  
 Костамукша 67  
 Крамер 193  
 Красная Шапочка 208  
 Крейн-Крик 234  
 Кремиковцы 37  
 Кривой Рог 37, 44, 70—72, 74, 76, 77  
 Крид 250  
 Крушина Гора 82  
 Ксингремос 180  
 Кузаранда 245  
 Куинс 109, 114  
 Кумдыкуль 50  
 Кунашир 216
- Кусама 89  
 Кусимовское 89, 91  
 Кызыл-Дере 111  
 Кэтоктин 117
- Ладлоу 194, 195  
 Лайтнер-Крик 230  
 Лако 35, 38—39  
 Лаксьо 69  
 Лангенбах 48  
 Лан-Диль 6, 37, 44, 45—50, 56, 57, 68, 70, 72, 76, 77, 123, 124, 148, 266.  
 Лебяжинское 43  
 Лейк-Мид 89, 98  
 Леквин-Талбей 149  
 Ленингорское 68, 136, 138, 148  
 Линденберг 45  
 Лисбон-Вилли 233, 234, 235  
 Луоро 177  
 Любия 81  
 Люнгрот 35  
 Люосавара 39, 41  
 Люпа Голдфилд 250
- Магаданское 203  
 Магади 254  
 Магнет-Риф 250  
 Магнитогорский 90, 91, 146, 147  
 Мазульское 89  
 Малетойвямское 188, 190  
 Маканский 148  
 Манзанита 182  
 Мансфельд 111, 156  
 Манханулин 31  
 Маньгинский 67  
 Марамуреш 198  
 Мартенберг 45  
 Маунт-Бишофф 241  
 Маунт-Бранднуген 90  
 Маунт-Тэйлор 234, 235  
 Маунтин-Сити 111  
 Махаву 187  
 Мегген 111  
 Медные Ямы 245  
 Межозерское 67  
 Мезаби 72  
 Меркур 249  
 Мертайнен 42  
 Ми-Вида 230  
 Минас-Жерайс 72  
 Минас-Рагра 247  
 Миндола 245  
 Минералс-Хиллс 234  
 Миргалимсай 111, 160  
 Миссисипи-Миссури 160, 167  
 Мичиган 108—109, 112—115, 116, 117  
 Мнишек 82  
 Монкорво 80  
 Монте-Катини 118  
 Монумент-Вилли 230, 234, 235  
 Мударли 181  
 Мусеной 245  
 Мурунтау 250  
 Мэрисвэйл 232, 234
- Наугискен 254  
 Наунао 89  
 Николаевское 137, 151  
 Ниснадзума 191  
 Нкана 245  
 Новоберезовское 138  
 Новые Паки-Звичина 158  
 Нода-Тамагава 89  
 Ноу-Эгью 217  
 Нучич 83  
 Н'Чанга 111
- Ньюфаундленд 82  
 Ньялмозерское 119
- Обершельд 45, 46  
 Озерное 11, 139—143, 144  
 Оленевское 173  
 Олимпик 89  
 Олька 188  
 Опелайт 173  
 Орияри 132, 150  
 Орфан-Лод 232, 234  
 Оссиола 109  
 Остыгольское 211  
 Отанмяки 216  
 Оули 89  
 Оутокумпу 124—132, 150, 244  
 Оуенца 81  
 Оюнума 187
- Пайн-Пойнт 160  
 Парандовское 111, 118, 119, 122  
 Парамушир 216  
 Паридеро 99  
 Пасынок 115  
 Пермитц 47, 48, 52  
 Персеверант 245  
 Петус-Ярви 122  
 Пик Артиллеры 89, 98  
 Пилбарский 56  
 Привири 240  
 Питкьянтский 126, 241  
 Плейсервилл 230  
 Плато Колорадо 228, 229—236  
 Пожарево 89, 97, 98  
 Попельнинское 203  
 Поточи 50  
 Пржици 50  
 Проспектор 234  
 Путкозерское 245  
 Пырнешти 89  
 Пюхясалми 126, 128, 130, 250
- Раммельсберг 57, 111, 155  
 Раунд-Маунтин 250  
 Ректор 39, 41, 42  
 Ренисон-Белл 241  
 Реннелл 207  
 Рио-Тинто 118  
 Рихилампи 132  
 Роан-Антелоп 111  
 Родаркилар 249  
 ROME 254  
 Росс 195  
 Рускеала-Виссу 128, 131
- Салин-Вилли 236, 237  
 Сальфер 182  
 Сандерс-Дефайанс 202  
 Сандикей 177  
 Сан-Луис-Обиспо 28—29  
 Сан-Рафаэл-Свел 234  
 Санта-Люсия 111, 160  
 Сан-Франциско 99  
 Сардана 111, 160  
 Сёрлс 237  
 Северный Джайрем 94  
 Северококисное 61, 62  
 Семейтауское 222  
 Сентрал-Эмпайр 182  
 Сет-Ла-Кей 225  
 Сибай 111  
 Силезский 156, 157  
 Сиране 187, 244  
 Сиретко 188  
 Скалистое (медь) 132  
 Скалистое (самородная сера) 187

- Смрека 50  
 Содавилл 238  
 Соккоро 217  
 Соколовско-Сарбайский 266  
 Соломон 194, 195  
 Солонго 141, 142  
 Солт-Уош 233  
 Сориком 254  
 Среднекедровское 28, 58—62, 252  
 Страсса 37  
 Стриберг 37, 44, 64—67, 68, 76  
 Стрипа 64  
 Суат Ампоуман-Ричард 88  
 СУБР 208  
 Сугатовское 151  
 Суккозерское 67  
 Сулливан 155, 241  
 Султан-Чаир 193, 194  
 Сургутановское 136  
 Сууктюбе 160  
 Сухой 115  
 Сухой Лог 250  
 Сычуань, провинции место-  
 рождения 117  
 Сьерра де Меркадо 35  
 Сьюпериор 44  
 Сьюпирио 217  
 Таборное 160  
 Таёжный 141  
 Таловское 136, 151  
 Тамалыкское 19—21  
 Тамба 26  
 Тамбао 89  
 Тахта-Карача 89, 97  
 Таупо 248  
 Текели 111, 160—162  
 Телага-Бодас 185—187  
 Телага-Терус 191  
 Темпл-Маунтин 232  
 Теракоски 42  
 Тишинское 111, 138, 148  
 Тодилто 234  
 Тоймасшоки 50  
 Тольфа 203  
 Томисато 89  
 Тоскана 192  
 Торрстенберг 68  
 Тумаянское 199—201  
 Три-Кидс 98  
 Туоллувара 35, 41, 42  
 Тургайское 204, 222  
 Туркул 141  
 Тутупака 188  
 Тьюакто 188  
 Тюрингский 157  
 Тывзия 245  
 Уайд-Эвейк 182  
 Уайд-Каньон 230, 235  
 Уайд-Пайн 111, 156  
 Уанковелика 173  
 Угусу 203  
 Удокан 111  
 Удско-Шантарский 89  
 Узон 169—171  
 Уку 201  
 Улутау 50, 52—56  
 Уналашка 183  
 Унтерлаусс 208  
 Ураван 233, 234  
 Урультунское 160  
 Урупское 132—136, 144  
 Усинское 89, 97  
 Ухагол 31  
 Ушкатын 91, 92, 94, 95  
 Фалун 69  
 Фелбертал 239  
 Фелизчай 111, 154  
 Флинт-Клей 200  
 Фосфория 17, 30  
 Фридрихсцуг 46  
 Хаммерсли 37, 70  
 Хаутоварское 111, 118—123  
 Хила-Бенд 194  
 Хогсбек 242  
 Холигатуин 31  
 Холзуновское 28, 43  
 Хопи-Бьютс 225  
 Хотойдохское 154  
 Хотугу 117  
 Хрустенице 82  
 Хубсугул 17, 31  
 Худес 108, 149  
 Цаган-Заба 89  
 Цебраил 177  
 Церро-де-Паска 118  
 Цихисубанское 202  
 Цхалтубо 202  
 Чарко-Редондо 89, 99  
 Черелское 155  
 Черчилл, провинции место-  
 рождения 56  
 Чиатурское 99  
 Чичекли-Каязи-Тепе 177  
 Чичекли-Тепе 177  
 Шаба, провинции месторож-  
 дения 156  
 Шалкия 160  
 Шахтерское 254  
 Шеварой-Хиллс 204  
 Шинколобве 156  
 Шляйц 47—51, 57  
 Шоймуш-Бучава 89  
 Шуньга 257  
 Эбеко 187, 203  
 Эгленце-Эскикёй 177  
 Экстремберг 35  
 Элка 89, 99  
 Эльбингероде 123, 125, 155  
 Эль-Кристо 89, 99  
 Эль-Трерадор 192  
 Эрцберг 81  
 Этюаль-дио-Конго 111  
 Южно-Алтайское 137  
 Южный Аккудук 95  
 Южный Клыч 94  
 Юзинское 115  
 Юннань, провинции место-  
 рождения 117  
 Яворик 81  
 Ялимбетовское 91  
 Ялонварское 149

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Определение понятий . . . . .	6
<b>Глава I. Месторождения, сформированные главным образом путем отложения продуктов гидротерм и эксгальций в приповерхностных условиях . . . . .</b>	<b>16</b>
Месторождения фосфоритов и силицилитов . . . . .	17
Месторождения железа . . . . .	32
Месторождения марганца . . . . .	85
Месторождения меди, цинка и свинца . . . . .	102
Месторождения сурьмы и ртути . . . . .	168
Месторождения серы, боратов и стронция . . . . .	183
<b>Глава II. Месторождения, сформированные путем преобразования твердых вулканических продуктов в приповерхностных условиях . . . . .</b>	<b>196</b>
Месторождения высокоглиноземистого сырья . . . . .	197
<b>Глава III. Месторождения, сформированные путем гравитационной дифференциации вулканических продуктов . . . . .</b>	<b>214</b>
Месторождения титана . . . . .	—
Месторождения вулканического стекла, шлаков, пемзы, туфов . . . . .	216
<b>Глава IV. Проблематика. Месторождения, для которых вулканогенно-осадочное происхождение представляется вероятным . . . . .</b>	<b>223</b>
Месторождения радиоактивных элементов . . . . .	—
Месторождения вольфрама, молибдена, олова, бериллия . . . . .	236
Месторождения никеля, кобальта, ванадия . . . . .	243
Месторождения золота и серебра . . . . .	248
Месторождения германия . . . . .	252
Месторождения фтора . . . . .	253
Скопления углеродистого вещества . . . . .	255
Заключение . . . . .	261
Список литературы . . . . .	270
Указатель вулканов, геотермальных полей, озер и источников . . . . .	292
Указатель месторождений, рудных районов и бассейнов . . . . .	293

3013