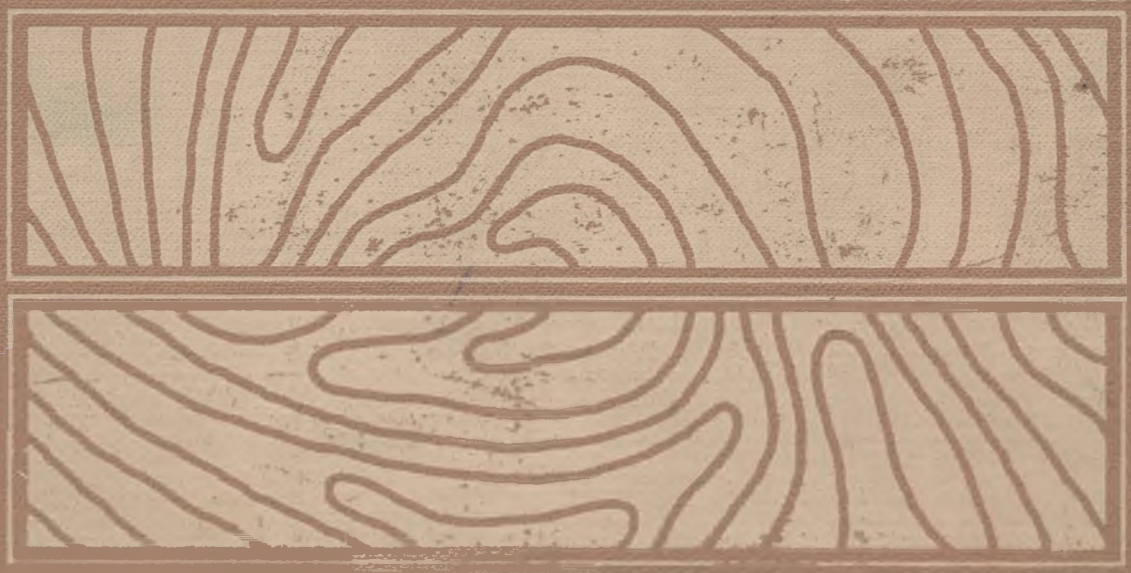
науки о земле

Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии

ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Том 1



«Мир»

науки о земле

ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ Том 1


ИЗДАТЕЛЬСТВО
МИР

ECONOMIC GEOLOGY

Seventy-Fifth Anniversary Volume
1905–1980

BRIAN J. SKINNER, editor

Organizing Committee
PAUL K. SIMS, Chairman,

P. B. Barton, Jr.,
G. E. Becraft,
DeV. Harris,
P. F. Howard,
V. E. McKelvey,
A. J. Naldrett,
E. L. Ohle,
D. A. Pretorius,
W. C. Prinz,
B. J. Skinner,
T. Tatsumi,
J. C. Wilson

The Economic Geology Publishing Company

науки
о земле

Фундаментальные
труды
зарубежных
ученых
по геологии
геофизике
и геохимии

75 ЛЕТ ЖУРНАЛУ ECONOMIC GEOLOGY (1905—1980)
ЮБИЛЕЙНЫЙ ВЫПУСК

ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ТОМ 1

Б. СКИННЕР
редактор

«Мир»
Москва 1984

УДК 553.061.12/.17

Перевод с английского
канд. геол.-мин. наук **Ю. С. Бородаева**, канд. геол.-мин. наук **А. Л. Дергачева, И. В. Карлиной** и канд. геол.-мин. наук **И. Н. Кигая**
под редакцией
акад. **В. И. Смирнова**

Авторы: Ч. Мейер, Дж. Т. Нэш, Х. Грейнджер, С. С. Адамс, Л. Б. Густафсон, Н. Уильямс, С. Р. Титли, Р. Э. Бин, У. Уайт, А. А. Букстром, Р. Дж. Камилли, М. В. Ганстер, Р. П. Смит, Д. Ранта, Р. Стейнингер, М. Т. Эйнауди, Л. Д. Мейнерт и Р. Дж. Ньюберри

Генезис рудных месторождений: В 2-х томах. Т. 1. Пер. с англ./Под ред. Б. Скиннера. — М.: Мир, 1984. — 532 с., ил. — (Науки о Земле).

Избранные статьи из юбилейного тома, посвященного 75-летию известного американского геологического журнала Economic Geology, в котором самые авторитетные геологи-рудники мира излагают новейшие достижения в изучении рудных месторождений и проблем их генезиса. На высоком научном уровне описаны условия формирования месторождений урана, золотоносных конгломератов, стратиформных месторождений меди, свинца и цинка, медно-порфировых, скарновых, колчеданных, никелевых и других рудных месторождений.

Для геологов-рудников, поисковиков, металлогенистов, сотрудников научно-исследовательских геологических организаций, преподавателей, аспирантов и студентов геологических специальностей.

Г $\frac{1904050000-395}{041(01)-84}$ **сводный план подписных изданий 1984 г.**

Редакция литературы по геологии

© 1981 by The Economic Geology Publishing Company
© Перевод на русский язык, «Мир», 1984

Предисловие редактора перевода

Первый номер широко известного журнала Economic Geology вышел в свет в октябре 1906 г. В 1981 г., в связи с его 75-летием, был опубликован специальный, юбилейный том, освещающий состояние современных представлений о геологии, методах разведки и экономическом значении рудных месторождений. Составленный известными исследователями этот весьма содержательный труд сразу привлек внимание специалистов. Самый крупный, первый раздел книги посвящен характеристике геологии и генезиса; значительное место отведено описанию современных геохимических и геофизических методов поисков и разведки, в заключение затронуты некоторые аспекты экономического и социального значения минерального сырья. По договоренности с издательской компанией Economic Geology было принято решение опубликовать на русском языке избранные главы первого раздела книги, которые и предлагаются вниманию наших читателей.

Книга открывается вступительной статьей редактора журнала Economic Geology известного американского геолога Б. Дж. Скиннера, посвященной истории создания журнала, его задачам и работе большого коллектива ученых над созданием юбилейного тома.

Очерк Ч. Мейера об эволюции условий рудообразования в геологической истории посвящен не столько оценке геоисторической смены взаимосвязанных процессов осадконакопления, магматизма, метаморфизма, тектоники и рудообразования, сколько описанию таких меняющихся факторов, определяющих природные условия возникновения руд, как атмосфера, гидросфера и литосфера. Но и в таком виде этот очерк, рассматривающий смену обстановок эндогенного и экзогенного рудообразования для архея, раннего и позднего протерозоя и фанерозоя, раскрывает многие важные особенности геоисторической металлогении. Составленный в традиционном геологическом повествовательном стиле, он как бы формирует фон для дальнейшей характеристики условий возникновения важнейших групп рудных месторождений.

Дж. Т. Нэш, Х. Грейнджер и С. С. Адамс начинают описание урановых месторождений с характеристики геохимии урана, и это справедливо, поскольку для понимания условий возникновения месторождений этого металла совершенно необходимы знания об обстановках его рассеяния и концентрации при разнообразных геологических процессах. Вслед за тем рассмотрены важнейшие группы урановых месторождений, как традиционные, так и новейшие, выявленные в последнее время. В качестве ведущих выделяются месторождения раннепротерозойских ураноносных конгломератов типа Витватерсранда, месторождения, приуроченные к протерозойским поверхностям несогласия, которые, скорее всего, следует рассматривать как метаморфизованные продукты древних кор выветривания вроде месторождений провинции Саскачеван в Канаде и Северной территории в Австралии, а также многочисленные фанерозойские месторождения в песчаниках. Кроме того, авторами не забыты и урановые месторождения в ультраметаморфических комплексах типа Россинга в Намибии, классические жильные месторождения, рассеянная урановая минерализация в изверженных породах, а также оригинальные урано-

вые гиганты в гематитизированных гранитных брекчиях Олимпик и в калькретах Йилирри в Австралии.

Л. Б. Густафсон и Н. Уильямс рассматривают стратиформные месторождения меди, свинца и цинка в осадочных породах, отделяя их, с одной стороны, от колчеданных образований вулканогенных толщ, а с другой стороны, от свинцово-цинковых образований в карбонатных комплексах типа долины Миссисипи. Ими исследованы материалы по геологии и генезису пяти десятков крупнейших месторождений мира, в том числе таких выдающихся, как Удокан и Джезказган в СССР, Любин в Польше, Уайт-Пайн в США, Салливан и Говард-Пасс в Канаде, Брокен-Хилл, Маунт-Айза и Мак-Артур-Ривер в Австралии, Муфулира и Рокана в Замбии, Шаба в Заире. С учетом результатов этих исследований авторы полагают, что описываемые ими месторождения образовались на ранних стадиях диагенеза рудовмещающих осадков из рассолов, порожденных в бассейне седиментации. По их мнению, стратиформные медные месторождения возникли из холодных сульфатных рассолов, отжатых на ранней стадии эволюции бассейна седиментации, а аналогичные свинцово-цинковые месторождения образовались из таких же, но подогретых и восстановленных рассолов. Несомненно, условия формирования стратиформных месторождений цветных металлов значительно более широкие, но стремление авторов очерка найти объединяющие их черты генезиса заслуживает поддержки.

С. Р. Титли и Р. Э. Бин при характеристике геологии и генезиса медно-порфировых месторождений уделили наибольшее внимание региональной геологической позиции этих месторождений и процессам гидротермальной минерализации в связи с формированием руд и околорудных ореолов измененных пород. Показано, что медно-порфировые месторождения формировались последовательными сериями с разрывом между ними в 10—20 млн. лет, причем независимо от возраста они приурочены к районам сходного геологического строения, характеризующимся развитием деформированных мобильных поясов, интенсивной складчатостью и разломной тектоникой. Исследование взаимосвязи рудообразования с мощным гидротермальным изменением боковых пород позволило установить существование устойчивых минеральных ассоциаций руд и соответствующих им типов измененных пород — калиевого метасоматоза, филлитизации, аргиллизации и пропилитизации, последовательно возникающих при участии эндогенных флюидов магматического и экзогенных растворов метеорного происхождения.

У. Уайт, А. А. Букстром и др. привели данные по геологии и генезису молибден-порфировых месторождений типа Клаймакс, наиболее сложной стороной геологии которых является анализ условий формирования многофазных и многоэтапных комплексов гипабиссальных гранитоидов, породивших многоэтапные руды этих классических гидротермальных месторождений.

Очерк М. Т. Эйнауди, Л. Д. Мейнерта и Р. Дж. Ньюберри посвящен сравнительной характеристике месторождений руд железа, вольфрама, меди, цинка, свинца, молибдена и олова в скарнах, их геологии, минералогии и связей с магматизмом. Рассмотрен общий процесс формирования рудоносных скарнов с расчленением его на стадии контактового метаморфизма, скарнового метасоматизма, сульфидной минерализации и ретроградных преобразований. В отличие от других очерков книги здесь определены наиболее слабые места теории формирования рассматриваемых месторождений и намечены программные мероприятия по ее совершенствованию в части, касающейся тектонической позиции скарнов, геохимических условий их возникновения, сопоставления химического и минералогического состава разных классов скарнов и некоторых других факторов рудоотложения.

Д. А. Преториус, на основании описания рудоносных конгломератов месторождений Витватерсранд (ЮАР), Эллиот-Лейк (Канада), Жакобина

(Бразилия) и Тарква (Гана), приходит к совершенно однозначному выводу об их формировании в виде россыпей в конусах выноса и дельтах рек раннепротерозойского времени.

Дж. М. Франклин, Дж. У. Лайдон и Д. Ф. Сангстер выполнили обстоятельный анализ геологии и генезиса колчеданных месторождений. Для цинково-медных месторождений докембрийского возраста (Канада, США, Фенноскандинавский щит), офиолитовой формации (Кипр, Ньюфаундленд), каледонид Скандинавии, группы Бесси в Японии, района Блида в Марокко, района Кислагер в Альпах, Маденкой в Турции, а также для цинково-свинцово-медных месторождений Канады, Куроко в Японии, Иберийского пояса Португалии и Испании, Тасмании, Садбери в Канаде, Ньюфаундленда приведены подробные характеристики рудоносных вулканогенных комплексов, зон околорудных изменений, результатов анализа вариаций изотопов серы, кислорода, водорода и углерода, стронция и свинца. На основании этих геологических и геохимических данных разработаны генетические модели колчеданного рудообразования. Авторы предпочитают модель субмаринного вулканогенно-осадочного рудообразования с активным участием морских вод по принципу рециркуляции и заимствованием рудообразующих элементов из вмещающих пород.

А. Дж. Налдретт, описавший условия образования сульфидных медно-никелевых месторождений, твердо стоит на позиции их ортомагматического происхождения. Классификацию этих месторождений он осуществляет по признакам связи с магмой определенного состава и геологической позиции рудоносных магматических пород. Таким образом выделяются три наиболее представительные разновидности месторождений: 1) ассоциированные с норитами, внедрившимися в астроблемы (Садбери в Канаде), 2) связанные с интрузивными эквивалентами платобазальтов внутриконтинентальных рифтов (Норильск в Сибири), 3) приуроченные к коматиитам докембрийских зеленокаменных поясов (Камбалда в Австралии). На основе такого расчленения выполнена детальная геохимическая характеристика руд, раскрывающая важные особенности их формирования.

Очерк Дж. П. Голайтли касается силикатных месторождений никеля в корах выветривания ультрамафитов и их змеевиковых производных. Основная ценность очерка заключается в подробном анализе петрографических, минералогических и геохимических сторон трансформации ультраосновных пород при формировании различных никельсодержащих латеритных профилей. Рассмотренные при этом схемы зонального строения таких профилей, формирующихся под воздействием меняющихся геологических, гидрогеологических и геоморфологических факторов, достаточно полно освещают масштабы процесса и условия образования месторождений этого типа.

Как явствует из изложенного, редакторы и авторы юбилейного тома не ставили перед собой цели освещения всех сторон генезиса рудных месторождений. Более того, в книгу не вошло описание ряда генетических групп рудных образований, имеющих важное практическое значение, таких, например, как месторождения, формирующиеся при метаморфизме, а также в связи с пегматитами, грейзенами, альбититами, карбонатитами. Но тем не менее по отобранным для описания объектам, совершенно определенно относящимся к авангардным, приведена новейшая полевая и экспериментальная информация, существенно углубляющая наши знания как о частных, так и об общих условиях возникновения широкого спектра металлических полезных ископаемых. Не вызывает сомнения, что углубленный анализ геологии и генезиса рассматриваемых в книге важных генетических групп рудных месторождений заинтересует широкие круги советских геологов.

В. Смирнов

75 лет журналу Economic Geology

Идея создания нового журнала возникла у Дж. Э. Сперра в самом конце 1904 г. Когда он поделился этой мыслью с друзьями в Вашингтоне, они встретили ее с таким энтузиазмом, что тут же образовали специальный комитет с целью изыскания путей реализации этой идеи. Эта группа в течение нескольких месяцев проводила неофициальные встречи и к маю следующего года была в состоянии объявить о рождении новой издательской компании и о предстоящем появлении журнала — ее детища. Первое официальное собрание издательской компании Economic Geology состоялось 16 мая 1905 г. Первый номер нового журнала вышел в октябре того же года, а издание первого тома было завершено в декабре 1906 г. Роды были не легкими, но вполне благополучными, так как основатели не только в значительной мере финансировали журнал, но и были его первыми авторами. События тех первых дней и трудности становления журнала хорошо описаны Аланом М. Бейтманом в статье, открывающей сборник, посвященный пятидесятилетнему юбилею журнала [1].

С самого начала руководство журнала отличалось от руководства большинства научных журналов. Не было никакой финансирующей организации, поэтому основатели создали денежный фонд путем привлечения новых членов и продажи акций. С тех пор хозяином и издателем журнала стала издательская компания Economic Geology. Хотя не сохранилось никаких свидетельств того, что основатели испытали затруднения в распространении акций, кое-какие трудности, бесспорно, были, поскольку компания ставила себе такую цель, которая лишь с трудом могла быть понята представителями других корпораций, а возможно, и многими собственными пайщиками: новая корпорация собиралась выпускать книги без убытка, но и не обещала приносить доход.

Будучи первоначально зарегистрированной в округе Колумбия, издательская компания в 1970 г. зарегистрировалась как бездоходная акционерная корпорация в штате Делавэр. Изменение в статусе корпорации было произведено по совету Государственного налогового управления.

Дела издательской компании контролируются Советом директоров, а журнал продается читателям по прямой подписке. Повседневная деятельность по отбору статей, подготовке обзоров и самой публикации является обязанностью главного редактора, тогда как клиентурные вопросы, связанные с подпиской и рекламой, решаются коммерческим редактором.

Единственное общество, с которым издательская компания была связана,— это Общество экономических геологов, и то связь эта была установлена через много лет после рождения журнала. В момент создания Общества в 1920 г. оно намеревалось издавать собственный бюллетень. Но поскольку

[1] См. русский перевод: *А. Бейтман.* Журнал Economic Geology. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. — М.: ИЛ, 1958, с. 7—33.

мероприятие казалось в финансовом отношении ненадежным, а казна нового общества была пуста, была достигнута договоренность, согласно которой члены Общества в качестве привилегии сначала получали оттиски статей из Economic Geology, написанных членами Общества, а позже стали получать и весь журнал полностью. Договор по своим условиям имеет чисто финансовый смысл, но он положил начало шестидесяти годам тесного и успешного сотрудничества между двумя организациями. И хотя большинство директоров издательской компании были членами Общества, а пять членов дирекции ныне специально вводятся в правление издательской компании, чтобы представлять интересы Общества, обе организации остаются самостоятельными и независимыми. В настоящее время лишь 30% лиц, получающих журнал Economic Geology, удостаиваются этого благодаря членству в Обществе экономических геологов, а подавляющее большинство общего количества подписчиков, близкого к 8000, приобретают журнал непосредственно через издательскую компанию Economic Geology.

Определенные колебания были связаны у основателей с выбором названия журнала. Сначала было принято название «Журнал прикладной геологии» (Journal of Applied Geology), но на организационном собрании в 1905 г. оно было заменено на Economic Geology. Кое-кто этим названием был введен в заблуждение относительно тематики журнала, думая, вероятно, что Economic Geology означает экономику геологии. Но в мыслях самих основателей журнала никакой неясности не было. Они точно знали, что они имели в виду под термином «экономическая геология». Тематика была указана с самого начала в декларации о целях журнала, определившей его курс вплоть до сегодняшнего дня. Согласно этой декларации, журнал «будет посвящен в первую очередь применению разнообразных геологических методов к изучению промышленных типов минеральных месторождений, научному описанию таких месторождений и в особенности анализу влияния химических, физических и структурных факторов на их формирование. Economic Geology не будет прямо касаться технических и коммерческих аспектов добычи минерального сырья...».

Акцент делался именно на минеральные месторождения (что сохранилось и поныне), но не на все месторождения, а в первую очередь на те, которые содержат полезные компоненты, относящиеся к той небольшой группе минералов и минеральных веществ, в которых нуждается современное индустриальное общество.

Статьи в Economic Geology охватывали широкий круг вопросов. До организации в 1920 г. Американской ассоциации геологов-нефтяников и издания ею своего бюллетеня многие ранние классические работы по геологии нефти и газа публиковались преимущественно в Economic Geology. В течение ряда лет на страницах этого журнала также часто появлялись статьи, посвященные подземным водам, геологии угля, некоторым аспектам инженерной геологии и геофизики. Степень тематического разнообразия и соотношение суммарных объемов статей, посвященных определенной тематике, своими колебаниями отражали смещение интересов геологов в те или иные годы. Хотя количество присылавшихся статей по геологии угля и подземным водам уменьшалось в течение последних 25—30 лет, такие статьи по-прежнему охотно принимаются редакцией.

Большинство статей, публикуемых в Economic Geology, касаются металлических и неметаллических минеральных месторождений. В этом отношении со времени выхода в свет первого номера журнала существенных изменений не произошло, благодаря чему на страницах семидесяти пяти томов журнала Economic Geology запечатлена завораживающая картина эволюции идей, касающихся того, как, где и когда формировались минеральные месторождения различных типов. Ни одна из прочих известных летописей предмета

не является столь же полной и обширной. После завершения публикации пятидесяти томов в 1955 г., эта летопись составляла 42 000 страниц, и дирекция издательской компании решила издать юбилейный сборник, посвященный пятидесятилетию журнала, который содержал 25 обзорных статей, характеризующих достигнутый к тому времени уровень разработки важнейших вопросов геологии минеральных месторождений [1].

Сборник имел большой успех и оказал громадное влияние на исследователей в течение последующего десятилетия. Некоторые из превосходных статей этого издания до сих пор цитируются в современной исследовательской литературе — удивительно долгий срок для научной работы какого бы то ни было типа.

Третья четверть столетия журнала Economic Geology (1955—1980) совпала с периодом громадных изменений и бурного развития во всех отраслях науки. За эти годы объем публикаций составил 35 000 журнальных страниц, а поскольку формат журнала, начиная с 63-го тома в 1968 г., был увеличен примерно на 40%, за последние 25 лет было опубликовано больше статей, чем за первые 50 лет. Этот рост количества публикаций отражает и регистрирует изменение нашей науки, ощущаемое с появлением почти каждого нового номера журнала. Причины изменения обнаружить нетрудно. Одна причина заключается во все большем обращении к лабораторным экспериментам, в которых при поддающихся контролю условиях могут быть воспроизведены особенности химизма разнообразных пород, околорудных изменений и ассоциаций минералов в рудах. Многочисленные гипотезы могут быть сведены к немногим возможным решениям, и такое сужение сектора обзора и фокусировка идей привели в свою очередь к крупному прогрессу в наших знаниях о физических и химических условиях образования минеральных месторождений. По мере нарастания количества данных экспериментальной геохимии возникла еще одна причина изменений. Возможности экспериментов ограниченны, но термохимические расчеты дают основание перейти к количественным оценкам и представить условия образования, которые не могут быть воспроизведены в лаборатории или непосредственно получены из информации, сохранившейся в рудных и жильных минералах. Тяготение к количественной оценке и расчетам развивается быстро и будет, вероятно, одним из главных путей прогресса в последующие 25 лет. Еще одна причина изменений в науке возникла благодаря повышению качества масс-спектрометров, что привело в свою очередь к систематическому изучению фракционирования изотопов, особенно стабильных изотопов водорода, углерода, кислорода и серы. В результате появилась возможность оценивать химизм флюидов, переносящих рудообразующие компоненты, так как изотопные метки позволяют выяснять источники вещества. В конце концов подверглись проверке многие длительно бытовавшие мнения, и некоторые итоги проверки оказались весьма неожиданными. Эти и многие другие успехи геохимии недавно были превосходно освещены во втором издании (1979 г.) «Геохимии гидротермальных рудных месторождений» под ред. Х.Л.Барнса[2].

Но не всеми своими достижениями геология минеральных месторождений обязана геохимии. Громадный рост спроса на минеральное сырье положил начало периоду беспрецедентного по интенсивности размаха разведочных работ во всем мире. В результате типы месторождений, не известные еще в 1955 г., ныне представлены далеко не единичными экземплярами, а число промышленных месторождений некоторых давно известных типов — например, медно-порфировых — увеличилось во много раз. Благодаря рез-

[1] Имеется сокращенный русский перевод: Проблемы рудных месторождений. — М.: ИЛ, 1958, 513 с.

[2] Имеется русский перевод: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Под ред. Х. Л. Барнса. — М.: Мир, 1982, 622 с.

кому увеличению масштаба исследований и более глубокому пониманию тектонических условий, пришедшему в связи с развитием идей тектоники плит, становится ясным, что определенные типы месторождений располагаются в специфической обстановке. Более того, с помощью радиологического датирования мы сейчас можем доказать, что частота, с которой образовывались месторождения определенных типов, менялась в течение геологического времени. Изменяющиеся идеи относительно времени и тектонических условий рудообразования неизбежно оттачивали ум тех, кто занимается поисками новых месторождений, и эти же самые идеи ныне дают основания надеяться, что со временем мы будем в состоянии с определенной долей уверенности оценивать частоту формирования месторождений в земной коре. Когда Совет директоров издательской компании Economic Geology под руководством президента Джорджа Бекрафта принял в 1978 г. решение подготовить юбилейный сборник в ознаменование семидесятипятилетия журнала, цель его была той же самой, что и у предшественников относительно юбилейного тома в ознаменование пятидесятилетия,— опубликовать авторитетные обзоры современного состояния наиболее важных вопросов экономической геологии. Вышедшая в 1979 г. «Геохимия гидротермальных рудных месторождений» удовлетворила потребность в обзорах по большинству проблем геохимии. Стало ясно, что в дополнение к этому необходимо издание, в котором были бы сведены воедино многочисленные новые идеи, касающиеся времени и места рудоотложения, поисков новых месторождений и прогнозной оценки запасов минерального сырья в неизученных областях.

Конкретная подготовка нового юбилейного тома с выбором тем и приглашением авторов была поручена комитету, назначенному Советом директоров издательской компании после согласования с исполнительным комитетом Общества экономических геологов. Членами комитета были П. Б. Бартон-мл., Джордж Бекрафт, Де-Верле Харрис, Питер Ф. Говард, В. Э. Мак-Келви, Э. Дж. Налдретт, Э. Л. Оле, Д. А. Преториус, У. С. Принц, Брайан Дж. Скиннер, Тацуо Тацуми, Джон С. Уилсон и Пол К. Симс (председатель).

Статьи этого издания разбиты на три раздела:

«Геология основных классов минеральных месторождений»;

«Применение геологии, геофизики и геохимии к поискам и разведке месторождений»;

«Экономические и социальные факторы, влияющие на разведку и эксплуатацию минеральных месторождений» [1].

Статьи по геологии расположены в основном так, чтобы отразить изменения характера и типов минеральных месторождений в ходе геологического времени. Охват основных типов месторождений никоим образом не может считаться полным, потому что в некоторых случаях стремление к полноте привело бы к дублированию. Например, в издании отсутствуют статьи по железорудным месторождениям, потому что им будет посвящена специальная публикация, подготовленная в рамках Международной программы по геологической корреляции (IGCP) «Железорудные формации бассейна Хамерсли и аналогичных бассейнов накопления железорудных формаций».

В подготовке издания приняли добровольное участие более сорока добросовестно поработавших официальных и еще больше неофициальных рецензентов. Без их помощи, большой работы, здравых суждений и полезных советов издание не могло бы быть доведено до высокого научного уровня. Пол К. Симс был редактором издания, а Де-Верле Харрис и Джон С. Уилсон помогали ему в поисках рецензентов в своих областях знаний. Сотрудница Геологической службы США Луиза Тейлор вела необходимую регистрацию и прочую канцелярскую работу. Для выполнения громадной работы

[1] В настоящий двухтомник включены статьи лишь из первого раздела, отобранные по согласованию с издательской компанией Economic Geology. — *Прим. ред.*

по сверке перепечатанных материалов бывшие сотрудницы издательства Бетти Вейнман и Вирджиния Ли Фикс вернулись к своей работе и вместе с Катрин Уайлдер и нынешними сотрудницами издательства Нанси Алстром и Мейбл Петерсон выполнили эту работу без ущерба для выпуска очередных номеров Economic Geology. Мы в большом долгу перед всеми, кто помог в этом сложном предприятии.

Но главными своими достоинствами это издание обязано, конечно, неустанным усилиям тех, кто написал его 29 статей. Все специалисты и те, кто станет ими в последующие годы, должны быть им признательны. Комиссия по изданию юбилейного тома выражает глубокую благодарность авторам за их большую работу, плоды которой становятся ныне общим достоянием.

Брайан Дж. Скиннер,

Отделение геологии и геофизики Йельского университета, Нью-Хейвен, Коннектикут, 06520

Пол К. Симс,

Геологическая служба США, Денвер, Колорадо, 80225

ПРОЦЕССЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Ч. Мейер

Краткое содержание

Перенос тепла из недр Земли к ее поверхности, осуществляемый главным образом магматическими расплавами, определяет тектоническую эволюцию земной коры. То, что возникает в результате орогенеза, впоследствии искажается процессами эрозии и осадконакопления, главной движущей силой которых является солнце. Взаимодействие этих двух источников энергии постоянно осуществляется в области высокого термического и химического градиентов вблизи поверхности Земли, где реакции между литосферой, атмосферой, гидросферой и биосферой приводят к появлению необычных геохимических аномалий, какими, по существу, и являются большинство рудных месторождений.

Между кумулятивными хромитовыми рудами месторождений, образовавшихся на различных стадиях геологической истории, видимо, существуют лишь минимальные различия. Форма залежей руд этого типа изменяется от пластовой, как это имеет место в комплексе Фискенессет в Гренландии (его возраст составляет 3700 млн. лет), до линзообразной, что характерно для фанерозойских офиолитовых толщ. Морфологические особенности линзовидных тел указывают на то, что они, как и материнские перидотиты, подверглись деформациям еще до завершения кристаллизации. Тот факт, что залежи этого типа обычно встречаются в фанерозойских толщах, редко локализуются среди архейских и практически отсутствуют среди протерозойских пород, по-видимому, связан с тектонической эволюцией земной коры. В расслоенных интрузивах разнообразного возраста встречаются также никельсодержащие сульфидные руды. Однако богатые сульфидно-никелевые руды не встречаются в тех интрузивах, с которыми связано богатое хромитовое оруденение. Месторождение Садбери, имеющее возраст 1840 млн. лет, является уникальным по запасам и содержаниям металлов независимо от того, какой генезис приписывается его материнским магмам. Руды месторождения содержат медь и никель в сопоставимых количествах, и это является признаком геохимической эволюции.

Никелевые месторождения типа Камбалда обеднены медью и характеризуются высокими значениями отношения Ni/Fe в сульфидных минералах. Рудные тела этого типа залегают среди мощных толщ базальтов, претерпевших зеленокаменное изменение, и переслаиваются с потоками и слоями коматиитовых лав. Образование месторождений типа Камбалда происходило преимущественно в архейское время, хотя трудно установить первичную природу более молодых сульфидно-никелевых месторождений среди амфиболитов в тех случаях, когда они претерпели интенсивные деформации. Необходимо подчеркнуть, что в фанерозойских офиолитовых комплексах, с которыми связаны линзовидные залежи кумулятивных хромитовых руд, не обнаружено сколько-нибудь значительной сульфидно-никелевой минерализации.

Архейские вулканогенные комплексы хорошо сохранились в зеленокаменных поясах, большинство из которых в пределах кратонов Южной Африки имеют возраст от 3400 до 3000 млн. лет, а в остальных районах — от 3200 до 2600 млн. лет. Золото-кварцевые жилы и формации полосчатых железистых кварцитов типа Алгома встречаются почти во всех зеленокаменных поясах, а вулканогенные колчеданные месторождения чаще всего связаны с более молодыми архейскими поясами, такими, как Канадский. Среди месторождений своего класса колчеданные месторождения архейского возраста являются наиболее крупными; они накапливались над трубообразными каналами подводных фумарольных источников, выше толщ кислых вулканогенных пород, становление которых завершало цикл вулканической активности. В типичных зеленокаменных вулканогенных толщах наблюдается неоднократная закономерная смена в разрезе основных пород кислыми, причем такие толщи местами содержат несколько рудных зон. В тех случаях, когда в рудах наряду

Charles Meyer. Department of Geology and Geophysics, University of California, Berkeley, California 94720.

с медью устанавливаются повышенные концентрации цинка, последние коррелируются с содержаниями сапфических компонентов в расплавах, что обусловлено, видимо, их образованием вследствие повторного частичного плавления более древних пород коры.

Золото-кварцевые жильные месторождения в зеленокаменных поясах обнаруживают признаки по крайней мере грубой стратификации. Они представляют собой результат переотложения вещества в виде жил невыдержанной мощности и образовывались при деформациях пород под влиянием теплового потока, распространявшегося от магматического или метаморфического температурного фронта. Прогибание земной коры под толщами зеленокаменных вулканогенных и обломочных пород, вероятно, происходило еще во время их накопления. Для зеленокаменных поясов характерны интенсивная складчатость с круто погружающимися шарнирами складок и выдержанный характер деформаций, но температурные условия метаморфизма редко превышают параметры зеленосланцевой фации.

Вероятность возникновения зеленокаменных поясов, золото-кварцевых жильных и колчеданных месторождений уменьшалась по мере стабилизации земной коры. В этом убеждает, в частности, пример крупных, испытавших медленное прогибание бассейнов, характерных для протерозоя, заложившихся в Африке 3000 млн. лет назад, а в остальных регионах — 2500 млн. лет назад. В эти бассейны, примером которых может служить бассейн Витватерсранд, сносилось огромное количество обломочного материала. Широким распространением в их пределах пользовались процессы хемогенного отложения железистых кварцитов типа распространенных в провинции озера Верхнего, достигшие максимального развития 2200—2000 млн. лет назад.

Лишь немногие колчеданные месторождения архейского типа имеют более молодой возраст. Их образование, вероятно, протекало на окраинах континентов и прекратилось 1800 млн. лет назад, т. е. на рубеже, ознаменовавшемся, кроме того, завершением накопления мощных толщ полосчатых железистых кварцитов. Источником железа и кремнезема для последних, по меньшей мере отчасти, являлись продукты химического выветривания коренных пород, содержавшие растворенные соединения закисного железа. Дополнительным, а возможно, и более важным источником вещества была вулканическая активность. Уменьшение выброса вулканами закисного железа, серы и других восстановителей, которые поглощали кислород, выделяемый размножающимися сине-зелеными водорослями, привело к ускорению роста концентрации свободного кислорода в атмосфере и накоплению сульфатов в океанических водах. Обогатившаяся кислородом атмосфера благоприятствовала процессам извлечения урана из коренных пород и снижала подвижность железа. Если жильные месторождения высококачественных урановых руд образовывались под поверхностью длительного выветривания почти 1800 млн. лет назад, то содержание золота в морских россыпях в течение нижнего протерозоя постепенно уменьшалось, что, вероятно, отражало возросшую растворимость золота в насыщенных кислородом растворах.

На рубеже среднего протерозоя (1800 ± 100 млн. лет назад), кроме того, происходило образование стратиформных сульфидных месторождений цветных металлов в осадочных толщах, самым древним из которых является гигантское медное месторождение Удокан. Позднее, около 1700 млн. лет назад, возникли первые залежи руд свинца, часть из которых относится к числу крупнейших месторождений этого металла. Если источником серы при образовании месторождений, видимо, являлись подвергавшиеся восстановлению сульфаты, то причины быстрого осаждения свинца пока еще не совсем ясны. Вероятно, изменение поведения этого элемента в среднем палеозое было вызвано инверсией отношения содержаний углекислоты и кислорода в морских и прочих поверхностных водах.

В среднем протерозое произошли коренные изменения характера рудообразующих процессов; они были связаны с эволюцией химических условий на поверхности Земли, но не сопровождались сколько-нибудь значительной и резкой тектонической перестройкой. Тем не менее они могли быть вызваны затуханием вулканических процессов, имевшим место при переходе из архейского тектонического режима, приведшего к образованию зеленокаменных поясов, к рифтовой тектонике позднего протерозоя, обусловленной конвекцией. 2000 млн. лет назад появляются рои крупных долеритовых даек и наиболее древние кимберлиты и карбонатиты, приуроченные к рифтовым зонам.

За накоплением толщ, содержавших пластовые залежи сульфатных эвапоритов, последовало формирование месторождений медеиосных известковистых сланцев африканского Медного пояса. В ту же самую эпоху (1000 ± 200 млн. лет назад) сходные, хотя и менее значительные по масштабам месторождения меди сформировались и на других континентах. Во всех этих случаях, как и в бассейнах железонакопления, медленное равномерное прогибание коры компенсировалось отложением в мелководных условиях чрезвычайно мощных толщ однородных мелкозернистых известковистых сланцев. Металлы, судя по всему, поступали через рифты, окаймлявшие эти медленно прогибавшиеся бассейны.

Окончательному закрытию прото-Атлантики и последовавшему затем образованию крупных фанерозойских складчатых поясов предшествовало широкомасштабное надвигание края одной плиты на другую и поглощение материала коры на значительном протяжении вдоль их границ. Правда, свидетельства того, что эти процессы действительно имели место, мы находим лишь в немногих районах, подобных геосинклинали Коронейшен.

В результате обширной тектонической переработки океанической коры вокруг континентов сформировались протяженные цепи вулканических островных дуг, возникли ограниченные сбросами прогибы и окраинные моря, а также крупные мелководные эпиконтинентальные моря. Таким образом, спектр условий, при которых протекали процессы рудообразования, значительно расширился.

Набор рудных формаций фанерозоя включает в себя и вулканогенные месторождения архейского типа, и осадочные месторождения протерозойского типа. При этом разновозрастные месторождения каждого типа в деталях отличались друг от друга в силу эволюции химических и тектонических условий. Кроме того, в фанерозое появляется ряд новых типов месторождений, формирование которых связано с механизмом разрастания литосферных плит или с особенностями геохимической эволюции кислых магм.

Фанерозойские вулканогенные колчеданные месторождения в среднем имеют более ограниченные размеры, чем их архейские аналоги. Содержание свинца в рудах этих месторождений неуклонно возрастает с течением времени при смене эпох орогенеза и достигает максимума в японских миоценовых месторождениях Куроко. На этих месторождениях устанавливаются осадочные породы, обогащенные сульфатами, а кое-где встречаются зоны интенсивного кислотного выщелачивания горных пород. Эти особенности обусловлены поступлением большого количества фумарольной серы в обогащенные кислородом морские воды. Перечисленные признаки резко отличают колчеданные месторождения молодого возраста от их архейских эквивалентов, для которых характерны более восстановительные условия образования, отсутствие сульфатов, низкие содержания свинца и железомагнезиальный метасоматоз. Фанерозойские золото-кварцевые месторождения образовывались в черносланцевых толщах, которые накапливались в тыловых зонах некоторых островных дуг, но по своим морфологическим особенностям они напоминают рубцовые жилы архейского типа.

Процессы накопления залежей меди, серебра и цинка в черных сланцах, а также свинца в карбонатных породах пользовались широким развитием в палеозойское время, однако позднее их интенсивность несколько снижается. Обедненные кремнеземом железные руды типа Клинтон и Минетта в это время отлагались в окислительных условиях, в пределах ограниченных континентальных бассейнов, а уран концентрировался в месторождениях песчаникового типа, образование которых контролировалось окислительно-восстановительными условиями в толще континентальных аркозовых пород.

В фанерозое появляются первые медно-колчеданные месторождения кипрского типа и альпинотипные линзовидные залежи хромитовых руд, связанные с офиолитовыми толщами. Они, по всей видимости, формировались на разрастающихся окраинах литосферных плит и были непосредственно связаны с первозданными (primitive) магматическими ассоциациями. Низкие содержания цинка и свинца в рудах колчеданных месторождений кипрского типа подтверждают предположение, что образование промышленных концентраций этих металлов происходило только при повторном плавлении более древних пород коры. При гидротермальном выщелачивании базальтов океанических хребтов из пород выносились преимущественно медь, железо и сера.

Субвулканические медно-порфировые месторождения представляют собой крупнейшие для фанерозоя залежи руд цветных металлов. Независимо от того, образовались ли они в континентальных или островодужных условиях, их расположение в пределах цепей, параллельных границам погружающихся литосферных плит, ясно указывает на их генетическую связь с вулканизмом, активизация которого была вызвана процессами субдукции. Это не означает, разумеется, что их материнские магмы своим происхождением целиком обязаны только частичному плавлению пород погружавшейся плиты. Как и в случае месторождений Куроко, обилие сульфатов и умеренное или интенсивное проявление кислотного выщелачивания на медных месторождениях порфирового типа являются отражением геохимической обстановки, существовавшей в фанерозойское время в близповерхностной зоне.

В фанерозое становится особенно интенсивным накопление руд олова, молибдена и вольфрама. Причина этого, вероятно, заключена в нарастании объема кислых производных при многократном возобновлении магматических процессов.

Изменения типов рудных формаций на границе архея и протерозоя, а также протерозоя и палеозоя связаны с тектонической эволюцией Земли, в то время как появление среднепротерозойского рубежа в большей степени вызвано изменением геохимической обстановки на поверхности планеты.

Введение

Руды представляют собой горные породы, при образовании которых естественные процессы сегрегации элементов были настолько интенсивны, что привели к возникновению необычных геохимических аномалий полезных металлов. По сложности эти процессы могут варьировать от одноступенчатых, как, например, при образовании магматических кумулятов, до более сложных, когда различные рудообразующие процессы происходят одновременно или последовательно сменяют друг друга на протяжении длительного отрезка геологического времени.

Давно сложилось представление, что процессы рудообразования, по крайней мере в пределах определенных участков земной коры, были явлениями эпизодическими. Поэтому в течение почти 100 лет популярной темой обозрений и классификаций оставались металлогенические эпохи (и провинции). Взгляды основоположников европейской геологии по этим вопросам были прекрасно обобщены Де-Лонэ [104], а в США интерес к ним был пробужден работами Линдгрена [108, 109]. На протяжении последних четырех или пяти десятилетий благодаря детальным металлогеническим работам Ю. А. Билибина [16] и В. И. Смирнова [171] на первый план выдвигаются геологические аспекты проблемы металлогенических эпох и провинций.

До широкого внедрения радиологических методов определения абсолютного геологического возраста хронологические корреляции для всего мира или в пределах какого-нибудь континента с приемлемой точностью могли проводиться только для фанерозойских толщ. В ряде районов были выявлены докембрийские образования, но корреляции между ними были нечеткими, исключение составляли лишь очень крупные стратиграфические подразделения. 25 лет назад в юбилейном сборнике, посвященном пятидесятилетию нашего журнала, Тюрнор [192] отметил, что «рудные месторождения осадочного генезиса хорошо коррелируются с бассейнами осадконакопления: возраст тех и других обычно можно установить с достаточной точностью. Это не относится к эпигенетическим месторождениям: их возраст во многих районах остается спорным». По этой причине Тюрнор [192] в основу своего обзора, опубликованного в 1955 г., положил рассмотрение металлогенических провинций, а не металлогенических эпох. Он, однако, отдавал себе отчет, что «выделение металлогенических эпох до сих пор не потеряло своего значения... Тем не менее все увеличивается количество данных в пользу того, что каждая эпоха охватывает значительный временной интервал и четко не фиксирована... Главный период рудоотложения в пределах рудного района, по-видимому, сравнительно краток, но для всего региона рудообразование было длительным». Автор подразумевает, что отложение рудных компонентов в целом тесно связано с эволюцией тех петрогенетических комплексов, в которых они локализуются. По мере детального изучения отдельных рудных районов появляется все больше данных, подтверждающих этот вывод.

В течение 25 лет, прошедших после выхода работы Тюрнора, неоднозначность решения вопроса об эпигенезе на основе морфологических признаков, по крайней мере отчасти, была устранена благодаря методам радиологического датирования. Они, конечно же, облегчили и корреляцию образований докембрия. При изучении рудных месторождений все больше внимания уделяется выявлению тектонической и петрогенетической обстановок их формирования и тем изменениям, которые они претерпевали в течение всей геологической истории. Эти изменения могут рассматриваться в качестве важного аспекта петрологической и тектонической эволюции планеты в целом. В настоящее время в своем развитии она переживает стадию, для которой

характерна тектоника литосферных плит. Когда она вступила в эту стадию? Может быть, в момент образования самых древних из обнажающихся ныне горных пород? А может быть, существуют признаки другого тектонического режима или других режимов, отвечавших более ранним периодам геологической истории Земли?

Сложная история развития магматизма и метаморфизма, так же как и тектоническая эволюция нашей планеты, отражают процессы переноса тепла из ее недр к поверхности. На ранних стадиях эволюции Земли, вероятно, особенно важную роль играло тепло, обусловленное уплотнением и дифференциацией вещества, а также столкновением планеты с различными объектами. Возможно, катастрофические столкновения Земли с другими небесными телами и позднее могли вызывать появление местных тепловых очагов. Энергия земных недр имеет в основном радиогенное происхождение, хотя количество тепла, выделяемого ими, в масштабах планеты в целом уменьшается по мере ее эволюции. Перенос тепловой энергии от этого источника к поверхности Земли обеспечивается конвекцией вещества в ее недрах и магматической деятельностью. Процесс поступления энергии отличается неравномерностью в пространстве и во времени, и это является причиной крупнейших возмущений в твердой оболочке Земли, происходивших на протяжении всей ее геологической истории. Эволюция тектонических режимов и магматической активности неизбежно должна была отражаться в вековых изменениях характера рудообразующих процессов.

В химическом отношении крайне важно, что конечные процессы рудообразования завершались в условиях высоких геотермического и химического градиентов на поверхности Земли или вблизи нее. В верхней части земной коры, примерно до глубин в несколько десятков километров, рудные компоненты, по-видимому, неоднократно принимали участие во взаимодействиях литосферы, гидросферы и атмосферы. Эти взаимодействия не прекращались на протяжении всей истории Земли, почти с самого ее начала, лишь отчасти смягчаясь и ослабляясь под влиянием биосферы. Геохимическое поведение кислорода и серы оказывает важное влияние на процессы, протекающие с участием углерода, и на развитие биосферы. Эти элементы, кроме того, играют важную роль при транспортировке и концентрации металлов. Процессы рудообразования, которые столь чутко реагируют на изменение условий, должны, следовательно, отражать глобальные тенденции эволюции атмосферы, гидросферы и биосферы. Хотя движущей силой многих поверхностных процессов, особенно выветривания и осадкообразования, отчасти является солнечная энергия, тем не менее смена тектонических режимов и эволюция магматизма могут вызывать постепенные изменения характера и этих процессов. Тот факт, что с течением времени геохимические и тектонические условия, существовавшие на земной поверхности, становились все более разнообразными, наводит на мысль, что и спектр обстановок, благоприятствовавших накоплению руд, также расширялся. Сложность рудообразующих процессов, вероятно, возрастала также по мере возникновения и перестройки континентов.

В последние 20 лет предметом оживленной дискуссии являлись вековые изменения в тектонической и петрологической истории Земли. Блестящий анализ их был выполнен недавно Уиндли [207]. В настоящем обзоре основное внимание будет обращено на данные специальных исследований рудных месторождений, поскольку они также участвовали в эволюции Земли.

Уже давно установлен факт неравномерного распределения некоторых типов минеральных месторождений во времени (это относится, например, к железистым кварцитам). Но до начала 1960-х годов основное внимание уделялось закономерной повторяемости металлогенических эпох и провинций. В 1962 г. Леонов [106] поставил общий вопрос о возможной необрати-

мости некоторых тектонических процессов, а два года спустя Горжевский и Козеренко [60] высказали сходную мысль в отношении рудных месторождений. Их работы были упомянуты в 1965 г. в новаторской статье Перейры и Диксона [137], которые подчеркнули некоторые важные элементы необратимости, накладывающиеся на циклические эволюционные тенденции, отмечавшиеся ранее. Эти исследователи особо указали на очевидное возрастание со временем разнообразия морфологических типов рудных месторождений и тенденцию «некоторых металлов образовывать максимальные концентрации в определенные геологические периоды». Рассматривая ту же самую проблему, Рундквист [155], Домарёв [39] и Тугаринов [193] делали больший акцент на эволюцию во времени генетических типов рудных месторождений, а не на изменение содержаний металлов. Все перечисленные авторы придерживались мнения, что наблюдавшиеся ими особенности явились результатом количественных и качественных изменений, которым подвергались во времени процессы рудоотложения, а не следствием избирательной эрозии или других избирательных процессов. С другой стороны, Лазничка [105] в результате исчерпывающего анализа данных о более чем 5000 рудных месторождений также пришел к выводу, что некоторые металлы концентрируются в месторождениях определенного геологического возраста. Этот автор, однако, сделал заключение, что «условия сохранения оказывают большее влияние на возрастные взаимоотношения рудных месторождений, обнажающихся на современной дневной поверхности, чем условия их образования и закономерная эволюция этих условий в истории Земли». Лазничка четко сформулировал две проблемы, от решения которых зависит оценка эволюции процессов рудообразования: с одной стороны, это влияние возможной статистической непредставительности выборки изученных месторождений из-за разной степени эродированности различных структурных этажей, а с другой — важность выбора правильной классификации или основы для подразделения рудных месторождений на группы, что имеет решающее значение для выяснения закономерностей распределения этих групп во времени.

Классификационные трудности, конечно, существуют, и в совокупности с влиянием избирательной эрозии на представительность изученных месторождений и обычными затруднениями при определении относительного возраста рудной минерализации и вмещающих пород они способны объяснить отсутствие единодушия между геологами, которые рассматривали эволюцию рудообразующих процессов в течение геологического времени.

Однако интерес к этому вопросу возрастает в силу причин как экономического, так и научного порядка. Поскольку представляется возможность вновь проанализировать данные, относящиеся ко множеству рудных месторождений, целесообразно сосредоточить усилия на достижении двух главных целей. С одной стороны, это — выделение в геологической истории временно́го интервала (или нескольких интервалов), в течение которого произошло становление большинства рудных месторождений определенного класса, а с другой — установление различий между месторождениями одного и того же класса, сформировавшимися в различные моменты геологической истории. Любые выявляемые при этом тенденции или закономерности необходимо подвергать проверке с точки зрения возможной статистической непредставительности. Отсутствие месторождений какого-либо типа (или чрезвычайная их редкость) может означать, что 1) месторождения такого типа не образовывались в это время; 2) они впоследствии были захоронены под толщами более молодых пород и в настоящее время все еще располагаются ниже эрозионной поверхности; 3) они были уничтожены в ходе более поздних геологических событий, например в результате метаморфизма; 4) они были эродированы. Совершенно ясно, что изучение пострудной тектонической исто-

рии дает возможность установить, можно ли ожидать обнаружения вблизи современной эрозионной поверхности месторождений, образование которых протекало в глубинных зонах коры. Такие исследования позволяют также ответить на вопрос, сохранились ли или уничтожены эрозией рудные залежи, образовавшиеся в приповерхностных условиях.

Следует также помнить, что те изменения в характере рудообразующих процессов, которые связаны с тектонической эволюцией планеты, вовсе не обязательно должны были проявляться одновременно в масштабе всей Земли в целом. Вместе с тем некоторые изменения обусловлены явлениями планетарного масштаба, такими, например, как эволюция атмосферы или гидросферы, которые повсеместно происходили примерно в одно и то же время, хотя иногда они охватывали продолжительные отрезки времени.

Наконец, можно предположить, что в ходе эволюции такой сложной системы, какой является Земля, условия, благоприятствовавшие процессам рудоотложения, первоначально возникали в немногих локальных зонах, а уж затем следовал период, когда такие благоприятные условия становились превалирующими в планетарном масштабе и образовывались многочисленные крупные месторождения. По той же причине часть месторождений могла формироваться уже после наиболее «продуктивного» периода рудообразования. Но эти месторождения могут оказаться весьма обманчивыми объектами поисков!

Распределение месторождений в геологическом времени

В табл. 1 рудные месторождения (или важные в геологическом отношении районы) размещены в соответствии с их приблизительным геологическим возрастом. Позиция большинства из них определяется тем, когда именно сформировались их современные морфологические особенности и были достигнуты нынешние концентрации металлов. Если возрастные взаимоотношения между месторождениями не могут быть отражены в масштабе таблицы, а сами эти месторождения обладают большим сходством генезиса, то в этих случаях в таблице приводится их обобщенное название, как, например, заирско-замбийский Медный пояс. Некоторые не очень крупные месторождения внесены в таблицу в силу их особого геологического значения. Почти все объекты, перечисленные в ней, квалифицируются как рудные месторождения в широком геологическом смысле, хотя в некоторых случаях их промышленная разработка уже вступила в завершающую фазу. Нами приводятся названия только тех месторождений, для которых возраст оруденения либо твердо установлен, либо может быть оценен достаточно точно. В таблице отсутствуют данные по некоторым регионам, однако суммарная добыча полезных ископаемых в них не превышает 10% от их мирового производства.

При характеристике классов рудных месторождений основной упор сделан на их геологическую позицию, морфологию рудных тел и содержания металлов, хотя совершенно ясно, что эти месторождения, по крайней мере в пределах крупных групп, обладают сходным генезисом. В ряде случаев для более четкого разграничения различных возрастных групп месторождений оказалось необходимым подразделить их на подклассы. В особые подклассы выделяются, например, колчеданные месторождения в существенно вулканогенных и в преимущественно осадочных толщах морского происхождения. Выделение подклассов облегчает описание каждой группы месторождений.

Наконец, в заключение мы попытаемся оценить связь между различными

группами месторождений и их место в тектонической и химической эволюции Земли.

Руды в основных и ультраосновных магматических комплексах. Кумуляты кристаллов и сульфидные скопления представляют собой обычный тип руд. Вероятно, наиболее убедительным примером тесной связи оруденения с процессами магматизма являются хромитовые руды, образующие месторождения двух морфологических типов: пластовые, или стратиформные, и линзовидные. В первом случае скопления хромсодержащих шпинелей образовывались практически на месте их кристаллизации в результате гравитационного осаждения и приурочены к тем частям расслоенных интрузивов, которые сложены основными породами. Вещество, слагающее линзовидные рудные залежи, вероятно, сначала подобным же образом концентрировалось в перидотитовых магмах, которые представлены ныне интрузивными телами или диапирами серпентинизированных перидотитов (альпинотипные тела [183]). Однако линзовидные рудные залежи имеют сложную тектоническую историю и, прежде чем приняли свою окончательную форму, претерпели очень сильные превращения, сопровождавшиеся укрупнением зерен и перекристаллизацией [184, 128].

Стратиформные кумуляты, обогащенные хромсодержащими шпинелями, относятся к числу самых древних рудных образований. Действительно, такие кумуляты, правда не имеющие в настоящее время промышленного значения, обнаружены в Гренландии, в составе расслоенного интрузива Фискенессет, который представляет собой один из древнейших магматических комплексов [54]. Эти образования содержат около 25% Cr_2O_3, характеризуются низкими значениями отношения Cr/Fe и представляют собой анортозиты, а не перидотиты. Но они свидетельствуют о том, что гравитационное осаждение кристаллов окислов рудных элементов относится к числу древнейших из известных в истории Земли рудообразующих процессов и имело место еще 3,65 млрд. лет назад.

Некоторые богатейшие в мире хромитовые месторождения (их руды содержат около 60% Cr_2O_3) приурочены к магматическому комплексу Себакве, который имеет возраст 3,4 млрд. лет и расположен в районе Селукве на Родезийском кратоне в Зимбабве. Аккумуляционная природа первичных рудных залежей в этом случае не вызывает сомнений, но к настоящему времени они в результате сильных деформаций оказались разорванными на ряд линзообразных тел, в которых устанавливаются лишь реликты расслоенности. Коттерилл [29] пришел к выводу, что «форма и характер распределения [скоплений хромитовых руд] были обусловлены короблением дна магматической камеры во время аккумуляции».

За исключением Селукве, большинство докембрийских хромитовых месторождений приурочены к расслоенным комплексам, наиболее впечатляющими примерами которых являются Бушвелдский комплекс и Великая Дайка. В этих случаях гравитационное осаждение кристаллов хромсодержащих шпинелей происходило на площади в несколько сотен или даже тысяч квадратных километров. В результате сформировалось множество слоев хромитовых руд, которые, по данным многих геологов, в том числе Камерона и Десборо [25] и Хантера [84], характеризуются чрезвычайной выдержанностью и однородностью. Магматические комплексы, с которыми связаны хромитовые руды, имеют главным образом докембрийский возраст, хотя можно предполагать, что такие же рудные залежи могут быть обнаружены в мощных протерозойских или фанерозойских комплексах, сформировавшихся в устойчивых платформенных условиях и пока еще плохо вскрытых эрозией.

Другим важным источником хрома являются линзообразные тела хро-

Таблица 1. **Распределение некоторых главных типов минеральных месторождений по времени образования. Примеры выбраны с учетом размеров месторождений или интереса, который они представляют в геологическом отношении. Некоторые месторождения относятся к промышленным, но еще не эксплуатируются, иные велики по масштабам, но по содержаниям металлов не могут быть отнесены к промышленным. На представительность выборки могли оказать влияние неравномерность спроса на разное сырье и недостаток информации. Положение начала названия каждого месторождения в таблице соответствует устанавливаемому времени образования его руд. В тех случаях, когда возраст определяется не по рудным компонентам, вопрос о разнице возраста руд и рудовмещающих пород оценивался чисто геологическими методами. Внесенные при этом ошибки, вероятно, в большинстве случаев невелики. Вопросительный знак перед названием месторождения указывает на ненадежность датировки, а после него — на спорность отнесения месторождения к данному типу. Затемненные интервалы отвечают переходным периодам в истории земной коры продолжительностью 200 млн. лет.**

Возраст в миллионах лет

Тип месторождения	Архей 4000–3000	ранний протерозой 2000	поздний протерозой 1000	Фанерозой — настоящее время
Руды в основных изверженных породах				
Хромитовые стратиформные месторождения в расслоенных комплексах	Фискенессет, Гренландия; Селукве, Зимбабве	?Стиллуотер, США; Машаба, Зимбабве; Великая Дайка, Зимбабве; ?Кришна, Индия	Бушвелд, ЮАР; Маск-Окс, Канада	
Линзообразные залежи в альпинотипных комплексах				Норвегия; Урал; Палуа—Новая Гвинея; Кипр; Турция; Филиппины; Куба; Калифорния; Аппалачи; В. Австралия
Сульфидно-никелевые руды Типа Камбалда		Гордон-Лейк, Канада; Камбалда, Австралия; Абитиби, Канада; Пикви—Селебы, Ботсвана?		
То же в амфиболитах		?Печенга, Мончегорск, СССР; Линн-Лейк, Канада	Унгава, Канада; Томпсон, Канада; Скандинавия	Хоп, Канада
Типа Садбери: сульфидные зоны в расслоенных комплексах	?Шангани, Зимбабве	?Стиллуотер, США	Садбери, Канада; Бушвелд, ЮАР; (Дулут, США)?	
Типа Инсизва				Норильск, СССР; Инсизва, ЮАР
Титановые руды в анортозитах Ильменит в изверженных породах			Становой хребет, СССР; Украина, СССР; Ангола; Аллард-Лейк, Канада; Лак-Тио, Канада; Эгерсунн, Норвегия	
Стратиформные месторождения в расслоенных комплексах			Лабрадор, Канада; Айрон-Маунтин, США; Санфорд-Лейк, США; Адирондак, США	
Вулканогенные колчеданные месторождения				
Кипрского типа в офиолитах				Типа Бесси, Япония; Эргани, Турция; Рашид, Азербайджан; Филиппины; Пука, Югославия; Ларисса, Греция; Кипр; Куре, Турция; Айленд-Коппер, США; Колперполис, США; Иома, Норвегия; Лёккен, Норвегия
Типа Норанда в андезит-риолитовых толщах	Маттаби, Канада; Маттагами, Канада; Кидд-Крик, Канада; Норанда, Канада (Абитиби); ?Монс-Кампи, Австралия	?Флин-Флон, Канада; Болиден, Швеция?; Шелефте, Швеция; Крандон, США; Брус, США; Джером, США	?Приска, ЮАР	Элизабет, США; Урал; Рио-Тинто, Испания; Калтинс-Флат, Австралия; Уэст-Шаста, США; Батерст, Австралия; Баченс, Канада; Батерст, Канада; Ист-Шаста, США; Маунт-Лайелл, Футхилл, США; Тасмания
Типа Куроко и сопутствующих типов				Новая Гвинея; Унду, Фиджи; Соломоновы о-ва; Куроко, Япония
Руды в осадочных породах				
Сульфидные месторождения в осадочных породах Медные руды в сланцах и песчаниках		?Удокан, СССР	Дактаун, США; Уайт-Пайн, США; Рестон-Ривер, Канада; Коппермайн-Ривер, Канада; Зайрско-Замбийский медный пояс; Надегрупта Белт, США; Аделаида, Австралия	Корокоро, Боливия (красноцветные породы); Медистые сланцы, ГДР; Крета, США
Свинцово-цинковые месторождения в терригенных породах			Салливан, Канада; Мак-Артур-Ривер, Австралия; Маунт-Айза, Австралия; Франклин, США; Брокен-Хилл, Австралия; Балмат-Эдуардс, США; Лайсвалль, Швеция	Пеннины, Англия; Силезия; Любин, Польша; Тайнаг, Ирландия; Джезказган, СССР; Раммельсберг, ФРГ; Мегген, ФРГ
Месторождения типа долины Миссисипи				Тренто-Валли, Италия; Казахстан, СССР; Карагау, СССР; Силезия?; Три-Стейт, США; Сибирь; В. Альпы; Сардиния; Блайберг; Австралия; ?Ю-В. районы; Северная Африка; Миссури, США
Железные руды				
Железистые кварциты	Исуа, Гренландия; Нгвения, Свазиленд; Венесуэла; Барбертон, ЮАР; Сьерра-Леоне; ?Сингбхум, Индия; Типа Алгома, США и Канада; Йилгарн, Пилбара, Австралия; Бихар, Индия; Оленегорск, СССР; Урал; Трансвааль, ЮАР; Хамерсли, Австралия; Типа озера Верхнего, США, Канада; ?Кривой Рог, СССР; КМА, СССР; ?Итабуритес, Бразилия; ?Серра-дус-Каражас, Бразилия; Казахстан	Рапитан, Канада?	
Руды минеттового и клинтонского типа				Минетте, Франция, Нигерия; Зальцгиттер, ФРГ; Чили; Тунис; Клинтон, США; Египет; Вабана, Украина; Ньюфаундленд; Турга, СССР; Новая Шотландия
Стратифицированные месторождения				
Урановые месторождения Жильные, приуроченные к несогласиям		Набарлек, Австралия; Ябилука I и II, Австралия; Рейнджер I и II, Австралия; Кунгарра, Австралия; Биверлодж, Канада; Раббит-Лейк, Канада?; Мэри-Катлин, Австралия; Клафф-Лейк, Канада; Рам-Джангл, Австралия; Ки-Лейк, Канада; Окла, Габон	Россинг, Намибия; Шинколобве, Заир	Пршибрам, ЧССР; Якимов, ЧССР; Фрейбург, ГДР; Вольсендорф, ГДР; Герциниды Франции и Португалии
В песчаниках (и калькретах)				Йилирри, Австралия; Лейк-Фром, Австралия; Вайоминг, США; Плато Колорадо; Арлит, Нигер; Сомали
Руды золота				
Золото в железистых кварцитах	Себакве, Зимбабве	Хоумстейк, США; Морро-Велью, Бразилия; ?Раросос, Бразилия		
Золото-кварцевые жилы	Барбертон, ЮАР; Колар, Индия; Рамагири, Индия	Поркьюпайн—Тимминс, Канада; Йеллоунайф, Канада; Атлантик-Сити, США; Калгурли, Австралия; Норсмен, Австралия; ?Бирримиан, З. Африка		Мазер-Лоуд, США; Аппалачи, США; Забайкалье, СССР; Урал, СССР; Виктория, Австралия
Золото- и ураноносные конгломераты		?Жакобина, Бразилия; Блайнд-Ривер, Канада; ?Алданский щит, СССР; Витватерсранд, ЮАР; Таркwа, Гана		
Гидротермальные месторождения в гранодиоритах и кварцевых монцонитах				
Медно-порфировые месторождения		?Пилбара, Австралия; Влойрви, Финляндия; ?Поянмаа, Финляндия; Батчавана, Канада; Лонг-Лейк, Канада; Перл-Лейк, Мак-Интайр, Канада?	Хаиб, Намибия; Бощекуль, СССР	Клаймакс (Мо), США; Порфировые интрузии, США, Мексики; Порфировые интрузии, Брит. Колумбия; Окс-Лейк, Канада; Гаспе-Коппер, Канада; Гранд-Айл, Канада; Илли, США; Йерингтон, США; Пангуна, Бугенвиль; Ок-Теди, Папуа—Новая Гвинея; Мамут, Малайзия; Айленд-Коппер; Бисби, США; Алькалароса; Такатака; Аргентина; Аппалачи; Алмалык, СССР; Коунрад, СССР; Рио-Бланко, Чили; Эль-Теньента, Чили; Анды, Чили, Перу; Агарак, СССР; Джиндара, СССР; Каджаран, СССР
Оловянно-вольфрамовые месторождения		Трансвааль; Пегматиты Зимбабве; Бушвелдские граниты	Граниты Кибаран, Намибия; Рондония, Бразилия	Ларамийские скарны; Нигерия—Судан; Пиренейский п-ов; Ю. Китай—Корея; Малайзия, Бирма, Таиланд; Рудные горы; Корнуолл, Англия; Тасманский пояс; Анды, Боливия

Государственная публичная научно-техническая библиотека СССР

мититов, которые по своим морфологическим особенностям резко отличаются от залежей, связанных с расслоенными комплексами. Они имеют неправильную сигаро- или веретенообразную форму, причем длинная ось их имеет протяженность от нескольких метров до 1000 м. Слагающие их руды характеризуются, как правило, мозаичной текстурой, при этом отдельные кристаллы срастаются друг с другом, что указывает на продолжение их роста даже после гравитационного осаждения. В некоторых случаях руды имеют нодулярную текстуру. В целом такие месторождения отличаются от простых стратиформных залежей в расслоенных комплексах бо́льшими содержаниями алюминия и более высокими значениями отношения Cr/Fe. Вмещающие породы обычно представлены дунитами или перидотитами, а не пироксенитами и перидотитами, как в случае стратиформных залежей [88]. Эти альпинотипные перидотиты часто встречаются в офиолитовых комплексах, где залегают, как правило, в виде диапиров.

Тейер [183, 185] давно обратил внимание, что альпинотипные и пластовые месторождения хромитовых руд резко различаются по составу кумулятов и вмещающих их пород, а также по времени образования. Начиная с каледонид Урала, где известны крупные залежи хромититов, почти в каждом фанерозойском складчатом поясе мы обнаруживаем промышленные месторождения хрома, локализованные либо в офиолитовых толщах, либо в серпентинизированных ультраосновных породах, которые, вероятно, внедрялись в виде диапиров и представляют собой реликты океанической коры. За исключением Селукве, по существу, все промышленные альпинотипные линзовидные залежи хромитовых руд локализованы в породах фанерозойского возраста. Тейер [184] уже с 1964 г. отстаивает мнение, что образование рудных кумулятов происходит в определенных зонах верхней мантии. Возможно, что в большинстве случаев такие участки отвечают конструктивным (разрастающимся) окраинам литосферных плит (см. [125]).

Сульфидные месторождения никелевых руд также подразделяются на два крайних ряда, различающиеся по характеру вмещающих пород, тектонической позиции и морфологии рудных залежей. Одна группа месторождений приурочена к ультраосновным магматическим комплексам, тогда как другая локализована среди основных пород. При этом, однако, многие месторождения отклоняются от выделенных типов. Месторождения одной группы представляют собой линзы или веретеновидные тела медно-никелевых сульфидных руд, залегающие в основании слабо расслоенных габброидных комплексов, таких, как Садбери. Ко второму типу относятся линзовидные тела бедных медью сульфидных никелевых руд, которые залегают в зеленокаменных вулканогенных комплексах и располагаются между потоками лав перидотитового состава или в их основании, как это имеет место на месторождении Камбалда в Западной Австралии [208, 152]. На месторождениях типа Садбери рудовмещающие породы имеют толеитовый состав, в то время как рудные залежи типа Камбалда локализованы среди коматиитов.

Коматииты были впервые описаны в разрезе по реке Комати, в горах Барбертон [197]. Для них характерны большие содержания магния, низкие концентрации щелочей и высокие значения отношения Ca/Al. Однако в зеленокаменных толщах, слагающих горы Барбертон, до сих пор не обнаружено никаких значительных проявлений сульфидно-никелевых руд (см. [10]). Что же касается месторождений в Западной Австралии, то там линзовидные тела руд типа Камбалда располагаются под потоками коматиитовых лав. Последние приобретают текстуру типа спинифекс и отличаются подушечной отдельностью, что позволяет рассматривать их как продукты подводных излияний [130]. Вполне возможно, что в некоторых случаях сами залежи сульфидных руд представляли собой независимые потоки; при этом отделение

их от ультраосновной магмы, вероятно, происходило в глубинных магматических камерах.

Некоторые разновидности месторождений типа Садбери располагаются в пределах блюдцеобразных впадин и приурочены к силлам, которые отличаются высокой степенью дифференциации слагающих их пород и явно связаны с платобазальтами. В качестве примеров можно упомянуть месторождения Инсизва в провинции Натал (ЮАР) и Норильское в СССР. В районах Абитиби, Томпсон и Манитоба, а также в пределах никелевого пояса Унгава многие мелкие и средние месторождения локализованы в метаморфизованных амфиболит-ультрабазитовых породах. Для их руд характерны высокие значения отношения Ni/Cu, и в этом отношении они напоминают месторождение Камбалда. В Манитобе и поясе Абитиби в рудовмещающих породах также устанавливаются текстуры типа спинифекс, образованные кристаллами первичного оливина [128]. Толеитовый состав рудовмещающих пород является характерной чертой месторождений типа Садбери, а залежи типа Камбалда залегают среди коматиитов. В породах коматиитовой группы встречаются и руды типа Томпсон [128]. Последние чаще связаны с перидотитовыми интрузивами, прорывающими осадочные толщи, а не с ультраосновными амфиболитами или лавами того же состава [136].

Следует подчеркнуть, что крупные месторождения хромитовых и сульфидно-никелевых руд редко встречаются совместно в пределах одного и того же тела изверженных пород. Так, в Бушвелдском комплексе сульфиды никеля встречаются значительно реже, чем минералы хрома, а на месторождении Садбери имеют место обратные соотношения. Минералы никеля чрезвычайно редки и в линзовидных залежах хромитов, а на месторождениях типа Камбалда в никелевых рудах встречаются лишь тонкие каемки хромшпинелидов. Лишь с комплексом Стиллуотер связаны большие запасы как хромитов, так и никелевых руд, но качество и тех, и других чрезвычайно низкое. Для образования скоплений кристаллов никельсодержащих сульфидов, равно как и для формирования обогащенных хромом кристаллических кумулятов, необходимо, чтобы отделение их произошло уже на ранних стадиях процесса кристаллизации расплава, прежде чем образуется кашеобразная масса кристаллов силикатных минералов, которая сможет воспрепятствовать их гравитационному осаждению. Очевидно, условия, способствующие быстрой кристаллизации хромшпинелидов, не всегда благоприятствуют раннему выделению сульфидных минералов, даже если в расплаве и есть все необходимые компоненты. Сказанное, видимо, справедливо для любых петролого-тектонических условий, что отмечается в работах ряда авторов (например, [185]). Скиннер и Пек [170] установили, что кристаллы хромшпинелидов остаются устойчивыми при гораздо более высокой фугитивности кислорода, чем та, которая преобладает в момент образования скоплений сульфидных минералов.

Промышленные концентрации металлов платиновой группы встречаются в тех же основных и ультраосновных породах, которые вмещают никелевые и хромовые месторождения. Вообще говоря, наивысшие концентрации платиноидов достигаются в обогащенных сульфидами частях магматических тел, причем эти элементы могут либо образовывать собственные минералы, либо входить в состав сульфидов. Обычным для них является образование сплавов с другими металлами и переходными элементами, они встречаются также в виде сложных сульфидов и сульфосолей [24]. В альпинотипных интрузивах, а также массивах аляскинского типа, которые бедны сульфидами, содержания платиноидов очень низкие, а места их концентрации трудноопределимы. Тем не менее эти породы в некоторых случаях сыграли важную роль при формировании россыпных месторождений.

В расслоенных интрузивах типа Садбери содержания платиноидов достигают порядка 1 млн$^{-1}$; в этом случае они являются важным побочным продуктом при производстве никеля и меди. Очень близкие содержания элементов платиновой группы устанавливаются и в сульфидных никелевых рудах типа Камбалда, где значения отношения Ni/Cu в десять раз выше, чем на месторождении Садбери [95]. Однако никелевые руды отличаются пониженными содержаниями платины и палладия и повышенными концентрациями рутения, иридия и осмия [127]. На месторождениях обоих типов отделение сульфидов, видимо, произошло до начала основной стадии кристаллизации силикатов и окислов. Однако в расслоенных интрузивах, таких, как комплексы Бушвелдский и Стиллуотер, некоторые обогащенные платиноидами слои находятся на значительном удалении от базальных зон. Например, риф Меренского в Бушвелдском комплексе, где в настоящее время в широких масштабах ведется добыча платины, располагается в верхней части рудоносной зоны, почти в 3000 м над основанием интрузива [196]. На месторождении Аток установлено, что кристаллы минералов платины концентрируются вокруг зерен халькопирита, пентландита, пирита и пирротина [161]; средние содержания платиноидов при этом колеблются от 6 до 10 млн$^{-1}$. Перечисленные минералы входят в состав матрицы в пластообразных скоплениях хромитовых руд в слоях, характеризующихся пегматоидной текстурой, свидетельствующей об интенсивном накоплении летучих компонентов почти в тот самый момент, когда происходило отделение от расплава платиноносных сульфидов, и уже после того, как завершилась раскристаллизация по крайней мере трети объема интрузива. На месторождениях Камбалда и Садбери в основании интрузивных массивов концентрации платины несколько ниже, чем палладия, а в пределах рифа Меренского средние содержания платины в два раза выше, чем палладия. Фанерозойские альпинотипные комплексы и интрузивные массивы аляскинского типа в этом отношении скорее напоминают риф Меренского, а не Садбери. По-видимому, во всех этих случаях значительная часть более халькофильного палладия входила в состав сульфидов, отделявшихся от расплава на ранних стадиях его кристаллизации. Такие же процессы имели место и при становлении комплекса Стиллуотер, одного из древнейших крупных расслоенных интрузивов. В хромититовых слоях А непосредственно над базальной зоной содержания палладия в два раза выше, чем платины, и достигают 10 млн$^{-1}$. Однако в верхней части перидотитовой зоны интрузива концентрация палладия составляет лишь $^{2}/_{3}$ от величин содержания платины [135]. Наиболее ранние сульфидные минералы характеризуются наивысшими значениями отношения Pd/Pt, которые, очевидно, не зависят не только от геологического возраста месторождения или тектонических условий формирования данного интрузивного комплекса, но даже и от общего содержания сульфидов в материнской магме.

Щелочные «ультрамафиты» (кимберлиты и карбонатиты) являются рудовмещающими породами на месторождениях алмазов, редкоземельных элементов и других видов минерального сырья; кое-где с ними связаны и крупные запасы руд цветных металлов. В Западной Африке известны кимберлиты, возраст которых оценивается в 2300 млн. лет [14, 33], россыпи алмазов встречаются и среди еще более древних осадочных пород. Однако в большинстве случаев кимберлиты имеют возраст от мелового до современного. Крупнейшие в мире скопления кимберлитов известны в Восточной и Южной Африке, где они приурочены к рифтовым зонам, заложение которых произошло 2500 млн. лет назад и ознаменовалось становлением Великой Дайки. В этих районах возраст кимберлитов изменяется от 2035 млн. лет (в Танза-

нии) до третичного. Таким образом на протяжении 2000 млн. лет здесь, очевидно, не произошло никаких изменений состава извергаемых магм.

Карбонатиты очень близки к кимберлитам по времени образования. Одним из древнейших и наиболее сложным в минералогическом отношении карбонатитовым месторождением является Палабора, где сосредоточены крупные запасы низкокачественных медных руд. Еще одним примером докембрийского месторождения является залежь Сулфайд-Куин в районе Маунтин-Пасс, в Калифорнии; в этом случае руды обогащены элементами группы церия. Многие классические карбонатитовые месторождения образовались в палеозойскую эру, и все же большая часть их имеет возраст от мезозойского до современного. Подобно кимберлитовым трубкам карбонатиты, в том числе и современные карбонатитовые вулканы Танзании, образуют крупные скопления в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы. Возможно, что карбонатиты обязаны своим происхождением концентрации летучих компонентов, в том числе CO_2, отделявшихся от магматических расплавов в процессе их многостадийного подъема из тех же самых мантийных очагов, с которыми связано и образование кимберлитов.

Титаномагнетитовые и ильменитовые месторождения по своим морфологическим особенностям очень близки к залежам хромитов. Титаномагнетитовые кумуляты часто встречаются в анортозитовых зонах расслоенных интрузивных комплексов, а линзовидные залежи (или беспорядочно расположенные массивные слои) ильменит-гематитовых руд обычны для интрузивных массивов анортозитового состава [73, 65]. Сходство между линзовидными телами ильменит-гематитовых руд и хромититов, локализованными в альпинотипных ультрабазитах, наводит на мысль, что ильменитовые линзы также представляют собой результат перекристаллизации кумулятов. Остается неясным, когда образовался избыток кислорода в ильменит-гематитовых рудах: в процессе их перекристаллизации или раньше, при накоплении кумулята. Промышленные месторождения обоих морфологических типов связаны с титансодержащими анортозитами, и они образовались в позднем протерозое, в течение довольно ограниченного периода геологической истории (1700—1000 млн. лет назад). Герц [78] установил, что анортозитовые массивы, если их нанести на карту прото-Пангеи, образуют два пояса в северном и южном полушариях. Северный пояс протягивается через территорию Украины в западные районы Северной Америки, а крупные скопления анортозитовых массивов в его пределах отмечаются в Скандинавии и провинции Квебек [207]. Для объяснения причин образования этих поясов выдвигаются самые разнообразные гипотезы, начиная с возможного перемещения прото-Пангеи над мантийными горячими точками и кончая контролем поясов со стороны ранее отложившихся позднепротерозойских эвапоритов [63].

Процессы формирования хромитовых кумулятов и скоплений сульфидов никеля в основных и ультраосновных породах, видимо, протекали на протяжении всей геологической истории, хотя не найдено промышленных месторождений типа Садбери, возраст которых был бы древнее 2000 млн. лет. Месторождения обоих типов связаны с расслоенными интрузивными массивами, становление которых протекало в устойчивых условиях древних платформ, что и обусловило сохранение признаков расслоенности. В областях кратонов возраст кимберлитов и карбонатитов также датируется как допозднепротерозойский, хотя большая часть месторождений этих групп образовалась в фанерозое. Анортозитовые массивы с промышленными залежами руд титана формировались, видимо, только в позднем протерозое, но возможно, что причиной их появления являлись пересечения кратонов мобильными поясами.

Фанерозойские ультраосновные породы, входившие в состав океанической коры, подвергались деформациям как в процессе их становления, так и

при причленении их к континентам. В пределах палеозойских и мезозойских складчатых поясов в этих породах встречаются крупные линзовидные тела хромитовых руд. Вполне возможно, что подобную же историю формирования имеют и изредка встречающиеся более древние месторождения хрома, относимые к типу Селукве. В архее обычным явлением были подводные излияния ультраосновных лав коматиитовой группы, с ними было связано образование сульфидно-никелевых месторождений типа Камбалда, которые встречаются в зеленокаменных толщах кратонов Йилгарн и Лаврентьевского. Платиноиды присутствуют на всех месторождениях никеля и хрома. Вероятно, во всех этих случаях рудоносные ультраосновные магмы поступали прямо из мантийных очагов, и их состав претерпевал лишь минимальные превращения. Исключением являются лишь карбонатиты. Тектонические процессы при этом лишь влияли на морфологию рудных залежей, а также определяли их структурную позицию в пределах современных континентов.

Тот факт, что расслоенные интрузивы редко встречаются среди пород третичного возраста, еще можно объяснить недостаточно глубоким уровнем эрозии последних. Но внезапное появление многочисленных линзовидных тел хромитовых руд в фанерозое и преобладание в архее месторождений сульфидных руд типа Камбалда вряд ли можно связывать с различной степенью эродированности пород соответствующего возраста.

Вулканогенные колчеданные месторождения. Среди всех процессов, протекавших в пределах земной коры на протяжении ее геологической истории, вулканизм является одним из наиболее продуктивных с точки зрения образования рудных месторождений. В ходе вулканических процессов сера и металлы выносятся из мантии в земную кору. С ними же связано выделение большого количества тепловой энергии, которая вызывает конвективную циркуляцию растворов, выборочное перераспределение и концентрацию металлов и серы в земной коре. При современном тектоническом режиме вулканические проявления чаще всего бывают связаны с границами литосферных плит как разрастающихся, так и испытывающих погружение (хотя развитие вулканизма и не ограничивается исключительно этими областями).

Гигантские геохимические аномалии, какими по сути дела и являются вулканогенные колчеданные месторождения, должны быть тщательно классифицированы. Только при этом условии удается выявить особенности тектонической и геохимической истории их образования. Оказывается, что месторождения различных типов неравномерно распределены в геологическом времени (см. [85]), а закономерности, которым они при этом подчиняются, представляют собой одну из наиболее впечатляющих сторон эволюционной истории Земли.

Главными рудообразующими минералами на колчеданных месторождениях являются сульфиды. Запасы руд этих месторождений колеблются от совсем незначительных до нескольких сотен миллионов тонн. Руды сложены в основном пиритом, вместе с которым иногда встречается и пирротин. Наряду с этими минералами присутствуют обычные сульфиды цинка, меди и свинца, причем медные руды, как правило, располагаются стратиграфически ниже цинковых и свинцовых. Рудные залежи чаще всего имеют неправильную дисковидную или эллипсовидную форму и залегают согласно с рудовмещающими породами. Каждое рудное тело представляет собой неотъемлемую часть вулканического сооружения, в состав которого входят лавовые потоки, экструзивные тела, эксплозивные или оползневые брекчии, пирокластические породы, отлагавшиеся в подводных условиях, а также хемогенные отложения, такие, как яшмы (а в случае фанерозойских месторождений — и пласты сульфатов). В толще этих пород, под рудным телом, обычно присутствует расширяющаяся кверху трубообразная зона прожилковой

минерализации и гидротермального изменения пород [18], которая прослеживается на глубину в несколько сотен метров. По простиранию залежи сплошных руд могут сменяться хемогенными осадочными породами, в том числе кремнями, выдержанные пласты которых в пределах больших районов являются маркирующими горизонтами. Таким образом медленное накопление руд и хемогенных осадочных пород фиксировало завершение активного вулканизма и было обусловлено фумарольно-гидротермальной деятельностью в период относительного затишья извержений [132, 157, 181]. Возникшие рудные залежи в результате последующих вспышек вулканической активности могли быть погребены под мощной толщей вулканогенных пород. Если в том же самом районе фумарольная деятельность больше не возобновлялась, то надрудные толщи не несут никаких признаков гидротермально-метасоматической переработки, столь характерной для рудоподводящих каналов. Все процессы, о которых мы говорим, протекали преимущественно в подводных условиях. Однако вполне возможно, что в отдельные периоды области рудонакопления в результате воздымания могли попадать по крайней мере в зону приливов.

Хатчинсон [85] подразделил колчеданные месторождения на ряд групп в соответствии с составом руд и тектоническими условиями образования. Эта классификация в несколько измененном виде отражена в табл. 1, где все колчеданные месторождения подразделены на две группы в зависимости от состава рудовмещающих толщ. Месторождения, относящиеся к одной из них, ассоциируются преимущественно с базальтоидными, или океаническими, комплексами, а их руды являются существенно медными. Залежи, относимые ко второй группе, приурочены к более кислым базальт-андезит-риолитовым толщам и характеризуются примерно сопоставимыми содержаниями цинка, свинца и меди. Однако в обоих случаях главным минералом руд является пирит. Классические медные месторождения первой группы известны на Кипре [86], где они залегают среди офиолитовых комплексов океанических хребтов.

Месторождения кипрского типа называются еще медноколчеданными, поскольку их руды состоят главным образом из пирита и по сравнению с залежами в кислых толщах обеднены цинком и почти не содержат свинца. Рудные залежи этого типа перекрыты железосодержащими кремнистыми породами, местами обогащенными марганцем и изменяющими свою окраску от черной до охристо-желтой. Первоначально считалось, что охры являются продуктом выветривания, однако они могут иметь и вулканогенное происхождение.

Рудовмещающие вулканогенные породы обычно представлены толеитовыми базальтами, которые отличаются прекрасно выраженной подушечной отдельностью и имеют текстуру хлебной корки, а также ассоциирующимися с ними гиалокластитами и подушечными брекчиями. Кислые вулканогенные породы встречаются очень редко, обломочные образования имеют преимущественно базальтовый состав. Суммарная мощность рудовмещающих пород не превышает 2000 м, они формировались, видимо, в океанических условиях и бывают прорваны дайками ультраосновных пород, которые, впрочем, не имеют отношения к рудным телам. Зоны гидротермального изменения пород, в пределах которых развиваются серицит, глинистые минералы и рассеянная вкрапленность пирита, могут встречаться как стратиграфически ниже рудных тел, так и над ними. Месторождения этого типа характеризуются минимальной интенсивностью деформаций. Хатчинсон [85] считает, что своим образованием они обязаны сольфатарной деятельности, протекавшей в пределах океанических систем рифт — хребет в периоды относительного затишья между трещинными излияниями. Однако такие же залежи могли

возникать в процессе извержений базальтов и при иных тектонических режимах.

Месторождения кипрского типа встречаются, видимо, только в отложениях фанерозойского возраста. Их примеры можно найти в палеозойских складчатых поясах Северной Америки и Европы, но все же большинство из них имеют мезозойский или третичный возраст и залегают в испытавших надвигание толщах, в складчатых поясах Тетиса и побережий Тихого океана.

Канехира и Тацуми [94] выделяют в самостоятельную группу колчеданные месторождения, которые по ряду признаков отличаются от залежей кипрского типа. Эти месторождения ассоциируются с продуктами подводного базальтоидного вулканизма (в том числе граувакками) или с их метаморфизованными эквивалентами. Они получили название «пластовые медноколчеданные месторождения» и напоминают палеозойские колчеданные залежи в Европе. Ранее они были отнесены Като к типу Бесси. Эти рудные тела имеют пластовую форму и залегают согласно с вмещающими рассланцованными и амфиболитизированными породами, накопление которых, по-видимому, протекало в океанических бассейнах, хотя, может быть, и на удалении от океанических хребтов. В результате интенсивных деформаций и метаморфизма морфология рудных тел и зон гидротермального изменения пород претерпела сильные искажения. Месторождения типа Бесси, равно как и кипрского типа, образовывались только в фанерозойское время.

На докембрийских месторождениях второй группы, связанных с более кислыми вулканогенными породами, главными компонентами руд являются цинк и медь, в то время как на аналогичных фанерозойских месторождениях содержания свинца либо сопоставимы с концентрациями остальных рудных компонентов, либо даже превышают их. В обоих случаях рудовмещающие толщи обычно сложены лавами и обломочными породами, состав которых изменяется от андезитового до риолитового, хотя иногда в основании разреза широким развитием пользуются базальты. Сказанное особенно справедливо в отношении месторождений докембрийского возраста, для которых характерны хорошо выраженные базальт-андезит-риолитовые или базальт-риолитовые циклы [173]. Между древнейшими месторождениями этого типа, встречающимися в поясе Абитиби, в Канаде, и самыми молодыми из них, миоценовыми японскими месторождениями Куроко, существуют различия в составах руд и вмещающих толщ, а также в характере околорудных изменений пород в лежачем боку рудных залежей. Эти различия служат основанием для выделения двух подтипов месторождений, между которыми, однако, существуют постепенные переходы. Следует отметить, что эти различия являются первичными и, видимо, отражают своеобразие тектонической истории месторождений. Залежи обоих подтипов занимают одинаковое положение в разрезах вулканогенных толщ, над зонами гидротермально измененных пород.

Самыми крупными в этой группе вулканогенных месторождений являются месторождения типа Норанды, запасы руд которых в ряде случаев достигают нескольких сотен миллионов тонн. В большинстве случаев главным компонентом руд является медь, но на некоторых крупнейших месторождениях, например Кидд-Крик [199] или Крандон, в больших количествах встречается и цинк. На существенно медных месторождениях установлены повышенные содержания золота, существенно цинковые руды бывают обогащены серебром, хотя, конечно, есть и исключения из этого правила. На всех месторождениях типа Норанды известны зоны интенсивной хлоритизации пород, подстилающие колчеданные залежи. Это особенно характерно для рудных тел в зеленокаменном поясе Абитиби, в Канаде (например, [18]), и в районе Джером, в Аризоне [4]. На месторождениях этих регионов магне-

зиальный метасоматоз иногда оказывается чрезвычайно интенсивным, замещению может подвергаться даже кварц в туфах риолитового состава. Железомагнезиальные карбонатные метасоматиты встречаются почти на всех месторождениях, а на некоторых, например на Маттаби, они являются главным типом рудовмещающих пород и слагают зоны, протягивающиеся более чем на 300 м стратиграфически ниже рудных тел [47].

В разрезах как бимодальных базальт-риолитовых, так и базальт-андезит-риолитовых формаций наблюдается закономерное чередование вулканогенных пород различного состава, и руды цветных металлов обычно являются составной частью сложно построенных пачек хемогенно-осадочных пород, отложение которых следовало за прекращением кислого вулканизма. Возможно, что фумарольная деятельность постоянно сопровождала вулканические извержения, но крупные рудные залежи накапливались лишь в течение сравнительно длительных периодов затишья между двумя этапами активного вулканизма. Именно такую картину мы наблюдаем на месторождении Норанда [173] и на колчеданных месторождениях архейского типа в районе Джером, штат Аризона, возраст которых оценивается в 1800 млн. лет [5, 107].

Трудно установить, что являлось источником серы при образовании этих громадных скоплений колчеданных руд. Фумарольные источники были приурочены к резко ограниченным участкам, и зоны интенсивных гидротермальных изменений вмещающих пород располагаются непосредственно под колчеданными залежами. Если считать, что металлы и сера просто выщелачивалась растворами из огромных массивов горных пород, а затем выносились на поверхность через центральный рудоподводящий канал в результате конвективных движений растворов, то приходится признать, что такая гидротермальная система охватывала огромные по площади районы и проникала на глубины по меньшей мере до 2 км. Трудно представить себе такую систему. В пределах зон гидротермального изменения породы ни по интенсивности трещиноватости, ни по проницаемости не отличаются от лежащих вне таких зон. Трудности вызывают и поиски источника тепловой энергии в тех частях разрезов вулканогенных пород, которые доступны наблюдению. Они сложены переслаиванием лав и туфов, которые накопились в течение длительного времени и сами по себе вряд ли могли быть заметным источником тепла. При образовании обширных зон магнезиальных метасоматитов ион Mg^{2+} приносился растворами из глубинного источника, поскольку в породах, слагающих вулканические сооружения, в латеральном направлении не наблюдается никакого снижения содержания этого компонента. Однако в бескислородной системе, содержавшей ионы серы, концентрация ионов Mg^{2+} могла увеличиваться за счет находившегося в растворе сульфата магния. На древних колчеданных месторождениях в отличие от фанерозойских гидротермальные растворы были обеднены кислородом, а активность ионов водорода была сведена к минимуму вследствие того, что понижение температуры благоприятствовало образованию H_2S, а не H_2SO_4. Рудные залежи описываемого типа располагаются в жерловых зонах вулканов, связанных с магматическими камерами, находившимися на значительных глубинах, под наблюдаемыми ныне фрагментами вулканических сооружений. Дифференциация магмы в таких камерах обусловила разнообразный состав лав и пирокластического материала и вызывала перенос тепловой энергии из недр Земли к ее поверхности. С этим была связана аккумуляция гидротермальных металлоносных флюидов, которые просачивались к поверхности, используя те же самые каналы, что и лава. Не со всеми фумарольными источниками ассоциируются колчеданные залежи. Необходимыми для их накопления условиями были высокие содержания серы в магматическом очаге и благо-

приятные условия рельефа местности, где происходило осаждение сульфидов.

Если на древних месторождениях типа Норанды зоны гидротермально измененных пород образовывались с участием восстановительных ионов, то на более молодых, позднепротерозойских и фанерозойских, месторождениях этой группы основным типом изменения глиноземистых пород является серицитизация, тогда как хлоритизации подвергаются лишь темноцветные минералы; в качестве типичного примера можно привести месторождение Уэст-Шаста в Калифорнии [145]. Месторождение Приска в Канской провинции локализовано в толще средних и салических вулканогенных пород, превращенных в амфиболиты, а зоны гидротермальных околорудных пород встречаются как над телом медно-цинковых руд, так и ниже его и сложены серицитом, пирофиллитом, а также кварцем, гидромусковитом и светло-коричневым биотитом [121]. Такой состав свидетельствует о том, что образование серицита и глинистых минералов предшествовало метаморфизму, но первоначальную позицию этих зон серицитизации в столь сильно деформированных и метаморфизованных породах очень трудно установить. То же самое можно сказать и о месторождении Брук в районе Багдад, штат Аризона.

Колчеданным месторождениям типа Норанды свойствен особый тип деформации и метаморфизма. Рудовмещающие породы, как правило, смяты в сильно сжатые складки, которые в зависимости от их размера можно подразделить на несколько порядков. Но даже самые крупные из них с трудом поддаются картированию в связи с плохой обнаженностью. Для этих складчатых структур характерны крутые углы погружения шарниров, достигающие 60°. В типичном случае, например на месторождениях Норанда в провинции Квебек и Джером в штате Аризона, рудные залежи приобрели удлиненную трубообразную форму. Часто случается наблюдать интерференционную складчатость, из-за которой затрудняется изучение стратиграфии, а обнажения приобретают облик упаковки для яиц, причем амплитуда складок, например на месторождении Джером, иногда достигает 1000 и более метров [107]. Рудовмещающие породы чаще всего метаморфизованы до фации зеленых сланцев, но нередки амфиболиты, а кое-где встречаются и более высокометаморфизованные образования. Конечно, в результате складчатости и метаморфизма сульфидные минералы руд были перекристаллизованы, а форма рудных тел изменилась, но зональное распределение металлов сохранилось, равно как и многие другие признаки первичного вулканогенного происхождения таких месторождений. Некоторые палеозойские месторождения Урала и Аппалач, а также рудные залежи Калифорнийского медного пояса, имеющие юрский возраст, по характеру деформаций и интенсивности метаморфизма весьма близки к описанным выше докембрийским образованиям.

Миоценовые колчеданные месторождения Японии [181, 182] являются основой для объяснения генезиса более древних образований этого класса, поскольку они слабо деформированы и метаморфизованы. Эти месторождения получили название Куроко [1] из-за черной окраски их руд. Каждое из них взятое в отдельности уступает по масштабам залежам типа Норанды, но в одной и той же вулканогенной толще или даже вокруг одного и того же вулканического жерла могут быть встречены несколько самостоятельных рудных тел, занимающих различное стратиграфическое положение. Как отмечают Мацукума и Хорикоси [116], на тесную генетическую связь этих

[1] Куроко по-японски черный. — *Прим. ред.*

месторождений с процессами вулканизма указывали еще Фукути (1902 г.) и Охаси (1919 г.). Подобные же месторождения известны на островах Фиджи, Алеутских и Соломоновых, а также в пределах других островных дуг; во всех случаях они явно представляют собой продукт островодужного вулканизма и образовывались в процессе подводных трещинных извержений, которые контролировались либо рифтами, либо удлиненными или изометричными структурами проседания.

В Японии большинство месторождений Куроко локализованы в толще песчано-глинистых отложений, среди которых встречаются мощные вулканогенные свиты. Рудовмещающие породы имеют миоценовый возраст, а их общая мощность достигает 3000 м [116]. В составе вулканогенных толщ отложения турбидитных потоков чередуются с лавами и экструзивными телами риолитового и дацитового состава. Рудные залежи, как правило, располагаются в разрезе непосредственно над обеленными риолитовыми лавами. По геометрическим характеристикам они очень близки к своим архейским аналогам из зеленокаменных поясов, но по ряду признаков отличаются от них. Для подводных вулканов Куроко нехарактерна цикличность развития, они не испытали интенсивных деформаций и являются частью островодужных систем, в составе которых выделяются пограничные рифты и разделенные сбросами блоки, все еще отчетливо выраженные в рельефе в виде положительных структур. В рудах этих месторождений свинец преобладает над медью и цинком, хотя, как и в случае залежей архейских типов, в распределении металлов устанавливается вертикальная зональность: медные руды залегают стратиграфически ниже свинцовых и цинковых. Часто встречаются пласты сульфата кальция, которые подстилают сульфидные руды или переслаиваются с ними. Для верхних частей рудных тел характерны баритовые руды.

Породы лежачего бока интенсивно серицитизированы и окварцованы, а корневые зоны рудных тел несут прожилково-вкрапленную минерализацию, представленную пиритом и халькопиритом. Хлорит развивается по темноцветным минералам и встречается лишь местами, главным образом во внешних зонах. Такой характер изменений рудовмещающих пород весьма типичен для месторождений типа Куроко и роднит их с ларамийскими медно-порфировыми месторождениями. Действительно, в некоторых трубообразных штокверковых зонах на месторождениях Куроко наряду с окремнением происходит образование самородной серы, каолина, пирофиллита и диаспора [116]. Если исключить из рассмотрения самородную серу, то такая ассоциация типична для зон аргиллизации, которые сформировались в результате интенсивного кислотного выщелачивания и отвечают верхним частям метасоматической колонки малоглубинных медно-порфировых месторождений [119]. Присутствие сульфатов и сильное выщелачивание пород близ рудоподводящих каналов резко отличают месторождения Куроко от родственных архейских образований с их бессульфатными магнезиальными метасоматитами, хотя по своему положению в вулканогенной структуре и составу рудовмещающих комплексов они в целом довольно близки. Указанные различия могут быть следствием относительно большей насыщенности третичных пород кислородом, что обусловлено эволюцией атмосферы.

Чтобы объяснить своеобразие геохимических и тектонических условий деятельности подводных рудообразующих систем, мы исключим из группы вулканогенных колчеданных месторождений такие объекты, как Салливан в Британской Колумбии [48]. На этом месторождении согласно залегающие рудные тела являются составной частью толщи осадочных пород (в основном кварцитов), вулканогенные породы отсутствуют в разрезе, хотя имеется корневая зона гидротермально измененных пород. Исключены из этой груп-

пы и пластовые сульфидные залежи, с которыми не связано ярко выраженных подрудных зон метасоматитов. Их образование, очевидно, протекало в условиях морского осадконакопления, хотя в рудовмещающих разрезах встречаются вулканогенные обломочные породы, а металлы, возможно, также имели вулканический источник. Примером таких месторождений является, в частности, Маунт-Айза [174, 31]. Ни одно из исключенных из рассмотрения месторождений этого типа нельзя интерпретировать как элемент вулканической постройки или составная часть преимущественно вулканогенной пачки. С бо́льшим основанием их можно отнести к осадочным сульфидным залежам. При этом яснее становится значение сульфидных руд как индикатора тектонической и геохимической эволюции планеты.

Сульфидные месторождения меди, свинца и цинка в осадочных породах. Всюду, где в геологическом процессе участвует сера, мы находим и цветные металлы. Сера может переходить из восстановленной сульфидной в окисленную сульфатную форму и обратно, и такие превращения бесчисленное множество раз протекали в истории Земли в ходе эволюции магматизма, атмосферы и биосферы в океане и на суше. Не удивительно поэтому, что между различными типами месторождений сульфидных руд существуют постепенные переходы, и их классификации оказываются несколько произвольными [172].

По своим морфологическим признакам невулканогенные свинцово-цинковые месторождения очень близки к вулканогенным колчеданным, но отличаются плитообразной формой рудных тел и осадочным составом вмещающих их пород. Интересное наблюдение принадлежит Густафсону и Уильямсу [70], которые обратили внимание на то, что крупные залежи высококачественных руд этого типа встречаются лишь на свинцово-цинковых месторождениях, например Брокен-Хилл и Салливан. Напротив, на медных месторождениях руды обычно отличаются низкими содержаниями металлов и представлены рассеянной сульфидной вкрапленностью в осадочных породах, а небольшие линзы и пласты богатых руд появляются лишь как результат процессов переотложения. Сказанное иллюстрируют месторождения африканского Медного пояса [118, 53, 46, 15], медистых сланцев в Европе [203] и Уайт-Пайн в штате Мичиган [205], а также многие другие. На пермских месторождениях медистых сланцев мансфельдского типа в Европе плитообразное тело медно-серебряных руд мощностью до 1 м прослежено на площади более 500 000 км^2. Подобные скопления металлов, очевидно, контролировались региональными условиями осадконакопления и диагенеза, и медистые сланцы представляют собой конечный член ряда таких месторождений.

Некоторые механизмы наполнения бассейнов осадконакопления вызывали циркуляцию очень разбавленных растворов, из которых могли отлагаться руды. Цитируя Густафсона и Уильямса [70], можно сказать, что в бассейнах осадконакопления возникала «такая ситуация, при которой подземные воды могли просачиваться на мелководье, где и происходило выпадение сульфидов из растворов». Источником энергии, необходимой для такой циркуляции, могли быть земные недра, как на месторождении Салливан, солнце, как на эвапоритовых месторождениях, или гравитационные процессы, такие, как разделение вод на слои различной плотности, и приливные явления.

Степень деформированности и метаморфизма рудовмещающих пород на описываемых месторождениях может быть очень различной, от совсем низкой до чрезвычайно высокой, когда породы смяты в сильно сжатые складки и превращены в амфиболиты или даже гранулиты. Такую картину мы наблюдаем, в частности, на месторождении Брокен-Хилл в Австралии [98, 92], некоторых палеозойских месторождениях Рудных гор [146], а возможно, и на севере Капской провинции в ЮАР [103], где рудные залежи накапливались в пределах узких рифтовых зон, превратившихся затем в подвижные пояса.

Медные месторождения в осадочных породах отличаются от родственных им свинцово-цинковых месторождений меньшими содержаниями сульфатов и пирита, но с ними могут быть связаны толщи железистых карбонатных пород, как это имеет место в слоях Катанга в провинции Шаба (Заир). Большая часть осадочных месторождений сульфидных руд, особенно медных, залегает в толщах, включающих красноцветные образования, хотя породы, непосредственно контактирующие с рудой, теперь восстановлены. Имеются признаки близости явно выраженной или скрытой границы раздела между областями с окислительными и восстановительными условиями осадконакопления, а на активность живых организмов при накоплении руд указывают их многочисленные карбонатизированные остатки в пачках восстановленных пород.

Сказанное в большей степени относится к медным, чем к свинцово-цинковым рудам, и это привело Густафсона и Уильямса [70] к выводу, что «стратиформные медные месторождения, возможно, отлагались из холодных, насыщенных сульфатами рассолов, образовавшихся на ранних стадиях эволюции бассейнов и мигрировавших на мелководье, где в восстановительных условиях протекало рудоотложение. Свинцово-цинковое оруденение образовывалось в более глубоководных частях бассейнов из аналогичных же, но более высокотемпературных рассолов». Вполне возможно, что сплошные галенитовые руды месторождений Салливан и Брокен-Хилл имеют преимущественно хемогенную природу и накапливались на фоне обычного осадочного процесса, тогда как образование медных месторождений, где рудные минералы выполняют интерстиции между нерудными обломками, было связано с бактериальным восстановлением сульфатов при диагенезе. В этой связи становится понятным, почему свинцовые месторождения в осадочных породах, такие, как Брокен-Хилл, возникали в начале позднего протерозоя, тогда как большинство медных залежей образовывалось позднее. Дело в том, что условия, которые благоприятствовали накоплению красноцветных пород, установились около 1200 млн. лет назад. Такой избирательный характер формирования месторождений достаточно хорошо выдерживается и в фанерозойское время.

Состав, размер обломков и прочие характеристики рудовмещающих пород не оказывали существенного влияния на ход рудообразующих процессов, единственным исключением, пожалуй, являлась проницаемость пород. Рудоносные толщи и на медных, и на свинцовых месторождениях представлены широким спектром обломочных осадочных пород от базальных конгломератов до черных сланцев. Для создания восстановительной среды обычно требовалась активная деятельность живых организмов, которая и обусловила латеральную зональность распределения металлов.

В большинстве случаев процессы рудообразования протекали в эпиконтинентальных бассейнах осадконакопления, лишь в краевых своих частях осложненных разломами. Эти бассейны выполнены необычно мощными толщами мелкозернистых мелководных обломочных пород, отложение которых продолжалось с частыми перерывами в течение сотен миллионов лет. Так, процесс отложения надгруппы Белт в северо-западных районах США, сложенной мелкозернистыми осадочными и в меньшей степени карбонатными породами общей мощностью до 20 км, по мнению Харрисона [75], протекал в бассейне площадью 130 000 км^2. В разрезе этой мощной осадочной толщи отмечаются трещины усыхания, линзы солей и строматолитовые горизонты; для нее характерна тонкая слоистость, выдержанная на больших пространствах. Заполнение бассейна осадками продолжалось 600 млн. лет, в течение которых отмечена лишь одна вспышка вулканизма, носившая к тому же ограниченный характер. Дно бассейна испытывало медленное прогибание, которое компенсировало поступление обломочного материала с суши, характеризовавшейся однообразным равнинным рельефом. Породы самой древней

свиты (Причард) вмещают слои сульфидов с низкими содержаниями меди. Все толщи, лежащие выше по разрезу, имеют в своем составе красноцветные слои или карбонатные пачки и кое-где содержат аномальные количества меди, которая тяготеет к восстановленным прослоям. Наиболее высококачественные руды локализованы в крупнозернистых песчаниках формации Реветт. Так, на месторождении Спар-Лейк рудная залежь мощностью 15 м содержит 58 млн. т руды с содержанием меди 0,8% и серебра до 48 млн$^{-1}$ [75].

Гигантский африканский Медный пояс, протягивающийся через территорию Заира и Замбии, представляет собой одну из крупнейших на Земле рудных провинций [117, 111]. В этом районе рудоносные породы системы Катанга залегают в основании толщи прорванных гранитами сланцев, возраст которых изменяется от 1600 до 2200 млн. лет. Первоначально многие геологи считали, что оруденение генетически связано с гранитными массивами, выше которых залегает система Катанга. Однако позднее Гарлик [51, 53] обнаружил в базальных конгломератах системы гальку тех же самых гранитов. Вверх по разрезу конгломераты сменяются кварцитами, за которыми следуют доломитизированные аргиллиты и многочисленные горизонты граувакковых и аркозовых песчаников, составляющих в Замбии главную рудную зону. В Заире нижняя часть системы Катанга не обнажена, и разрез начинается красноцветными песчаниками с хлорит-доломитовым цементом [134]. Кверху они сменяются доломитизированными глинистыми сланцами, и медные руды концентрируются в основании этой серии (серия Майнс). Последняя имеет мощность от 1000 до 2000 м и перекрывается серией Кундулунгу с мощными горизонтами конгломератов (тиллитов?) в основании. На конгломератах залегают известняки, которые сменяются известково-глинистыми сланцами; последние имеют мощность до 6000 м. Все эти породы накапливались в условиях мелководья, и это еще раз указывает на медленное прогибание дна бассейна в течение по меньшей мере 400 млн. лет.

На месторождениях Замбии рудовмещающие породы слабо метаморфизованы (до биотитовых фаций) и смяты в складки [118, 52] с размахом крыльев до нескольких сотен метров, как, например, в районе антиклинали Кафуэ, в ядерной части которой обнажаются породы фундамента. Севернее, вблизи государственной границы, в средней части Медного пояса фундамент погружается под осадочный чехол, а доломитизированные породы серии Майнс смяты в крутые антиклинальные складки. Ядра синклиналей между ними выполнены породами Кундулунгу. Еще далее на север складчастость становится исключительно интенсивной, а местами почти хаотической. Геологическое строение осложняется развитием тектонических покровов и надвигов, которые придают всей структуре чешуйчатый облик и приводят к нарушению нормальной стратиграфической последовательности [45, 46, 35]. Поскольку система складок поворачивает на запад (по направлению к Колвези), то возникают крупные структуры отслаивания. При этом гигантские останцы, подобные Колвези, сложенные породами серии Майнс и имеющие сложную складчато-надвиговую внутреннюю структуру, оказываются стратиграфически выше более молодых образований Кундулунгу. Породы фундамента не участвуют в складчатости, поэтому не вызывает сомнений предположение Франсуа [45] относительно того, что и складки, и надвиги пород чехла являются результатом их гравитационного оползания. В северо-западной части пояса доломитизированные осадочные породы совершенно неметаморфизованы. В районе Колвези перемещение останцов, по-видимому, происходило в направлении, поперечном по отношению к оси прогиба, а оси складок и разломы протягиваются параллельно границам бассейна на восток и на юг, через Луфилианскую дугу, на 500 км в направлении синклинали Роан-Антилоп и других складчатых структур, параллельных антиклинали Кафуэ.

Во всех остальных местах, за исключением Замбии, горизонтальное сокращение коры вкрест оси складок было незначительным; деформации происходили в процессе откалывания и соскальзывания блоков горных пород в центральные части бассейна. В Заире прогибание его дна, вероятно, было достаточно быстрым для того, чтобы дестабилизировать массы еще не консолидированного материала, накопившегося на его бортах. Тем самым африканский Медный пояс представляет собой прекрасный пример тектонического развития медленно прогибавшегося удлиненного в плане бассейна, в истории формирования которого проявился целый ряд сложных процессов — от гравитационного оползания осадков до образования изоклинальных складок и метаморфизма горных пород до биотитовой фации. Оси складок гравитационного оползания неконсолидированных осадков на севере и изоклинальных складок пород, образовавшихся на этапе проникающей деформации, в южных частях пояса, по существу, параллельны оси бассейна. По-видимому, граниты, известные в Замбии и образовавшиеся до накопления системы Катанга, приняли участие в проникающих деформациях.

В Заире размещение рудных столбов на месторождениях Кипуши и Шинколобве контролировалось секущими телами брекчий и разломами, образовавшимися в конце периода осадконакопления [36]. Источник урана и цветных металлов на этих месторождениях не установлен, но вполне возможно, что они являются результатом переотложения рудных компонентов первичных пластовых залежей.

Месторождения типа долины Миссисипи относятся скорее к числу стратифицированных, чем стратиформных [176], тем не менее нами они рассматриваются наряду с другими сульфидными месторождениями в невулканогенных осадочных толщах, поскольку они близки к последним по составу руд и пользуются столь же широким распространением в карбонатных толщах фанерозоя. Установлено, однако, что промышленные залежи сульфидных руд на этих месторождениях могли формироваться уже после накопления известняков. (Даже при современном режиме подземных вод, связанном с нынешней эрозионной поверхностью, в ходе карстовых процессов происходит перенос сульфидов.) Однако в большинстве районов рудные залежи располагаются в пределах строго определенных горизонтов и залегают в целом согласно с вмещающими породами, хотя в отличие от стратиформных месторождений Маунт-Айза или африканского Медного пояса на отдельных локальных участках можно наблюдать признаки несогласий.

Состав руд на месторождениях типа долины Миссисипи очень простой и чрезвычайно интересный. Подобные залежи относятся к числу крупнейших в мире скоплений галенита и сфалерита и содержат также барит и флюорит [23, 79]. Все эти минералы почти всегда присутствуют в рудах, хотя и в различных соотношениях. В рудную ассоциацию входят также пирит (марказит) и халькопирит, но медь никогда не образует промышленных концентраций. В качестве акцессорных в рудах встречаются даже минералы кобальта и никеля. Жидкие включения в минералах руд представлены концентрированными рассолами и нефтью. Эпохи накопления свинцово-цинковых залежей типа долины Миссисипи и нефтяных месторождений довольно точно совпадают, но эти объекты всегда пространственно разобщены. В 1968 г. Уайт первым выдвинул предположение, что вещество руд, возможно, переносилось рассолами, которые были связаны с нефтяными полями и мигрировали при уплотнении осадков. Однако при обсуждении условий формирования каждого конкретного месторождения этого типа, как и вообще при выяснении генезиса рудных месторождений, необходимо очень тщательно оценивать возможную роль различных процессов, в том числе и упоминавшейся циркуляции рассолов [133]. Оле [133] принадлежит интересное наблюдение, что многие рудные тела находятся в зонах переходов от «рифовых фаций к нерифовым, от шель-

фовых доломитовых к более глубоководным известняковым или от карбонатных к терригенным». Если говорить о деталях, то поражает приуроченность рудных тел к биогермам. Однако, по мнению Оле [133], такая тесная ассоциация может объясняться различными причинами, среди которых следует упомянуть физические (циркуляция растворов преимущественно в проницаемых породах) и химические факторы, а также деятельность живых организмов, создавших рифовые постройки, и одновременное отложение карбонатных пород различных фаций.

Хотя первичные руды на месторождениях типа долины Миссисипи образовались в процессе позднего диагенеза и рудные залежи на небольших участках могут занимать секущее положение по отношению к слоистости, тем не менее в приуроченности их к карбонатным породам фанерозоя, несомненно, заключен химический смысл. Когда же сильнее всего сказалось влияние вмещающих карбонатных пород: при осаждении рудных компонентов в процессе осадкообразования или при перераспределении их в ходе диагенеза?

Осадочные месторождения железа. Осадочные руды железа представляют собой разновидность горных пород с обманчиво простыми составом и структурой и загадочным происхождением. Они имеют огромное экономическое значение и, что особенно важно для нас, являются ключом к пониманию эволюции Земли. Известны две главные минералогические разновидности первичных железных руд: гематитовые руды с изменяющимся количеством осадочных примесей и низкими концентрациями кремнезема и гематит-магнетитовые руды, бедные глиноземом, но обогащенные кремнеземом. Кремнистые руды почти всегда имеют тонкополосчатую текстуру, обусловленную чередованием прослоев с различными содержаниями окиси кремния. Речь идет о железистых кварцитах, на месторождениях которых сосредоточена большая часть мировых запасов железных руд [91, 190]. Бедные кремнеземом гематитовые руды называются железняками. Почти все месторождения железистых кварцитов образовались в докембрии [55], а почти все залежи железняков имеют фанерозойский возраст.

Считается, что полосчатые железистые кварциты по простиранию постепенно сменяются железистыми карбонатными породами, затем железосодержащими силикатными и, наконец, сульфидоносными фациями, как это предположил в своей классической работе Джеймс [90]. С переходом ко все более восстановленным фациям железосодержащих пород содержание кремнезема в рудах уменьшается, а доля глинозема (в составе примеси обломочного материала) возрастает. Поэтому можно предположить, что в восстановительной среде, существовавшей в глубоководных зонах, процессы образования хемогенных осадков протекали медленнее, чем накопление терригенных толщ.

Месторождения железистых кварцитов в соответствии с их структурными особенностями и тектоническими условиями формирования можно подразделить на две разновозрастные группы. Различия между ними не всегда можно уловить, если имеешь дело со штуфами руд или небольшими обнажениями. Но в целом архейские месторождения характеризуются не столь правильной и выдержанной полосчатостью руд и имеют не такую значительную площадь, как их протерозойские аналоги. Кроме того, архейские залежи в ряде случаев явно связаны с синхронными им толщами вулканогенных пород. Полосчатые или пятнистые железосодержащие кремнистые породы (яшмы) почти повсеместно встречаются в разрезах морских вулканогенных толщ. Как указывалось ранее, на вулканогенных колчеданных месторождениях они пользуются преимущественным развитием в зонах, удаленных от участков наиболее интенсивного хемогенного осаждения сульфидов. Оруденение такого типа особенно характерно для вулканогенных свит зеленокаменных поясов

архея. Поскольку очень многочисленные и крупные залежи железных руд этого типа известны в Канаде, то название одного из них, месторождения Алгома, стало собирательным для всех архейских месторождений полосчатых железистых кварцитов [64].

Полосчатые железистые кварциты залегают среди самых древних пород планеты. Они встречаются, например, в различных частях стратиграфического разреза серии Исуа в Гренландии [12]. Полевые наблюдения позволяют установить, что эти породы залегают стратиграфически выше гнейсов Амитсок, хотя имеют возраст 3760 ± 70 млн. лет [124]. Аппель подсчитал, что в породах этой серии сосредоточено 2 млрд. т руды при содержаниях железа около 34%. Таким образом, в этом районе имеется древнейшее на Земле рудное месторождение. Руды сложены окислами и карбонатами железа, а также силикатными и сульфидными минералами. В линзах амфиболитов, которые могли сформироваться по туфам базальтового состава, содержатся сульфиды меди. На этом месторождении отношение Cu/Fe в сульфидных минералах выше, чем на более молодых архейских месторождениях того же типа. Хотя промышленных концентраций меди при этом не образуется, можно считать, что мы имеем дело и с самым древним из известных медных месторождений. Интересно, что в данном случае в рудах совершенно отсутствует никель. Сульфиды осаждались вместе с материалом, который, возможно, имел вулканогенное происхождение. Описываемые железистые кварциты являются частью архейского гнейсового комплекса Гренландии, входящего в состав Северо-Атлантического кратона [10].

Гудвин [57] на примере залежей Северо-Американского (Канадского) щита убедительно продемонстрировал связь месторождений полосчатых железистых кварцитов типа Алгома с вулканизмом. Действительно, в районе Джером месторождения этого типа, хотя и менее крупные, найдены среди протерозойских вулканитов [4], такие же образования встречаются и вблизи фанерозойских вулканов.

Гораздо более крупные и более распространенные месторождения полосчатых железистых кварцитов типа озера Верхнего [64] не столь явно связаны с вулканогенными породами. Они образовывались в шельфовых или, возможно, дельтовых условиях, и их руды несут множество признаков отложения в мелководных условиях, в частности содержат биогермы строматолитов. Формирование почти всех этих крупнейших в мире месторождений железных руд протекало в течение 200—300 млн. лет в конце раннего протерозоя.

Если бы нам удалось установить, какие именно механические, химические (и биологические?) факторы определяли источник и способы переноса и отложения железа и кремнезема, то стало бы возможным создать довольно детальную модель Земли, какой она была в среднем протерозое. Но как обычно, даже в случае этих довольно простых и хорошо известных пород сформулированная выше задача содержит слишком много неизвестных. Все еще не ясно, что обеспечивало поступление железа и кремнезема: вулканическая деятельность или эрозия суши? Не выяснено до конца, чем обусловлено закономерное чередование кремнистых и железистых прослоев в рудах: деятельностью живых организмов или особенностями неорганической природы? Конечно, выяснению многих вопросов мешает предвзятое мнение, относящееся к простым примерам, когда оруденение локализуется в пределах зон, обрамляющих вулканические центры. Неизвестно, в какой степени оно применимо по отношению к гигантским, глобального масштаба бассейнам, в которых за столь короткий в геологическом понимании срок накопились полосчатые железистые кварциты типа озера Верхнего. Будет интересно еще раз вернуться к этой проблеме в разделе, посвященном тектоническому режиму Земли в среднепротерозойское время.

Гораздо меньшие по масштабам, но все же имеющие промышленное значение месторождения железняков встречаются в толщах фанерозойских образований. Они локализуются в хемогенно-осадочных породах и накапливались там, где поступление обломочного материала было невелико. Привнос железа обеспечивался в одних случаях вулканическими процессами, а в других — деятельностью речных вод, которые характеризовались достаточно низкими значениями pH. Руды отлагались вблизи береговой линии из насыщенной карбонатами морской воды, и в процессе осадконакопления обычно происходило образование оолитов. На таких месторождениях, и особенно на тех из них, которые имеют мезозойский возраст, важными компонентами руд являются и карбонатные минералы, и силикаты (шамозит). Мощность обогащенных железом слоев, как правило, не превышает 10 м. Руды этого типа лучше всего развиты в силурийских породах в Аппалачах. Там они называются железняками клинтонского типа. В Европе железистые осадочные породы особенно хорошо представлены в юрских толщах, которые обнажаются на границе ФРГ и Франции и называются там железняками типа Минетта или лотарингскими рудами. Во всех этих типах руд кремнезем является второстепенным компонентом.

Кимберли [97] принадлежит замечание, что накопление железорудных месторождений в архее протекало в условиях активного вулканизма, в раннем протерозое — на континентальном шельфе и в фанерозое — в пределах внутриконтинентальных морских бассейнов. Таким образом, оказывается, что обстановки, при которых в ходе осадочного процесса происходило осаждение железа, со временем возникали все ближе и ближе к суше [1]. В архее они существовали в глубоководных морях, на месте которых впоследствии сформировались пояса зеленокаменных пород. 2000 млн. лет назад, во время своеобразного «бума» в железонакоплении, такие же условия сложились на континентальном шельфе, а в палеозое и мезозое — в эпиконтинентальных морях. Современные болотные руды образуются прямо на поверхности суши.

Месторождения марганца. Если не считать глубоководных океанических марганцевых конкреций [77], то области накопления марганцевых месторождений, как и железорудных, со временем смещаются ближе к суше [195, 177], а степень окисления марганца на молодых месторождениях также выше, чем на более древних [194]. Отличие, однако, состоит в том, что крупные промышленные месторождения марганца появляются начиная с фанерозоя, а не в докембрии.

Крупнейшие докембрийские марганцевые залежи представляют собой скопления обогащенных марганцем железных руд и локализованы среди зеленокаменных пород. Железистые кварциты типа озера Верхнего также иногда содержат повышенные концентрации марганца, о чем свидетельствует хотя бы пример месторождения Куюна в штате Миннесота [176]. При образовании этих месторождений процессы разделения железа и марганца были не так эффективны, как в случаях ортокварцит-глауконит-глинистых или известняково-доломитовых ассоциаций, преобладавших в фанерозойское время.

Почти 3/4 мировых запасов марганца на континентах локализованы в ортокварцит-глауконит-глинистых породах [194, 176]. При накоплении третичных толщ, обнажающихся к северу от Черного моря, марганец, вероятно, сносился растворами с располагавшейся севернее платформы и осаждался на мелководье. Запасы марганцевых руд в районе Кривого Рога столь же впечатляют, как и имеющиеся здесь же запасы железа. Каким-то непонятным способом здесь произошло очень тщательное разделение этих двух

[1] Эту тенденцию еще раньше отмечал Н. М. Страхов. — *Прим. ред.*

металлов. Однако очень важно, что естественные процессы отделения марганца от железа в фанерозое, с характерным для него обогащением атмосферы кислородом, были более эффективны, чем даже в позднем протерозое.

Золото-кварцевые жилы и золотоносные конгломераты. Среди всех рудных месторождений, разрабатываемых главным образом ради извлечения золота, наибольшее значение имеют золото-кварцевые жилы в слабо или умеренно метаморфизованных породах и залежи в конгломератах, накопившихся в крупных бассейнах. Второй из названных типов доминирует благодаря гигантскому месторождению Витватерсранд, но несколько примеров подобных месторождений известно и на других континентах.

Золото-кварцевые жилы сложены преимущественно кварцем, обычно содержат в небольших количествах сульфиды, хотя иногда они оказываются чрезвычайно сложными в минералогическом отношении. Жилы могут быть плитообразными (выдержанными по мощности) или неправильными, четковидными (рубцовые жилы), угловатыми или в виде прерывистых искривленных линз и «ухватов». Большинство из них являются продуктом метаморфизма, который протекал при умеренных температурах и сопровождался деформированием горных пород. Грубо параллельное расположение листоватых минералов, обычно хлорита, придает кварцу полосчатый облик; хлорит развивается и по плоскостям рассланцевания во вмещающих породах. Жилы залегают среди осадочных или вулканогенных пород, которые в случае древних месторождений могут содержать окислы, карбонаты и даже сульфиды железа. На фанерозойских месторождениях этого класса рудовмещающий разрез представлен главным образом черными сланцами, однако поблизости обычно присутствуют и более грубообломочные породы.

Описываемые золоторудные месторождения в большинстве случаев грубо, а иногда и строго стратифицированы (например, месторождение Хоумстейк [156]). Тем не менее известны случаи эпигенетической миграции золота в граниты или другие образования, находившиеся рядом с породами, представлявшими собой источники золота. Крупнейшие в мире месторождения этого металла сосредоточены в архейских зеленокаменных поясах. В регионально-стратиграфическом аспекте золото в этих поясах локализуется в лавах и (или) осадочных породах верхней части разреза, частично в секущих кварцевых жилах. Ранее отмечалось, что некоторые богатые месторождения золота приурочены к определенным зеленокаменным толщам и располагаются вблизи границ поясов, где породы под влиянием гранитных интрузивов претерпели термальный метаморфизм. В Канаде в поясе Абитиби [58] золотое оруденение концентрируется вблизи некков и силлообразных тел кислых пород, прорывающих базальтоиды, так что создается впечатление, что первые могли служить его источником. Однако в большинстве случаев золото-кварцевые жилы и в осадочных (например, месторождение Хоумстейк), и в магматических породах сами по себе являются выполненными минеральными агрегатами трещинами растяжения. Они никогда не были зияющими, и их заполнение происходило по мере их роста под влиянием процессов диффузии при наличии химических градиентов, которые вызывались упругими напряжениями в деформировавшихся породах. Такие рубцовые жилы связаны со слабометаморфизованными горными породами, которые были достаточно прочными, могли участвовать в упругих (а не пластических) деформациях, а затем растрескивались с образованием свободного пространства, необходимого для создания диффузионного градиента. С рубцовыми жилами такого типа, по существу, не связано никаких зон гидротермального изменения, но на некоторых месторождениях, например Йеллоунайф [19, 93] и Калгурли [189], установлены крупные ореолы метасоматитов, вероятнее всего образовавшиеся в результате фильтрации гидротермальных растворов, выносивших с более глубоких горизонтов воду, углекислоту, калий и натрий. Тем не менее

считается, что источником золота были зеленокаменные породы; в случае Калгурли это могли быть залегающие на глубине долеритовые силлы. На месторождениях, где присутствуют такие метасоматические ореолы, в рудах содержится больше серы, мышьяка, теллура и карбонатных минералов, чем в простых рубцовых жилах.

Многие типичные черты архейских золото-кварцевых жильных месторождений свойственны и фанерозойским образованиям этой группы. Речь идет, в частности, об их приуроченности к определенным стратиграфическим зонам или литологическим группам. Однако на фанерозойских месторождениях важную роль играют черные сланцы или аргиллиты, которые вмещают жилы или по крайней мере являлись главным источником вещества при их формировании. Представляется, что сланцы фациально переходят в вулканиты (островодужные андезиты), и вполне возможно, что они сформировались в окраинных морях, и золото в них концентрировалось в процессе осадконакопления. Фанерозойские месторождения также представлены рубцовыми жилами, а в зонах гидротермальных изменений около них появляются карбонаты, альбит и серицит [101]. Независимо от исходного состава рудовмещающих пород (вулканиты или черные сланцы) формирование таких месторождений протекало при ведущей роли процессов деформации и ремобилизации золота в результате метаморфизма.

В истории формирования золото-кварцевой минерализации существует весьма продолжительный перерыв, начавшийся 2400 млн. лет назад и завершившийся 300 млн. лет назад. Обусловлен ли этот перерыв отсутствием в вулканогенно-осадочных образованиях соответствующего возраста пачек пород, которые могли бы служить источником металла? А может быть, прекратились процессы метаморфизма, вызывавшие его переотложение?

Рубцовые кварцевые жилы можно встретить в зеленосланцевых породах любого возраста. Все, что необходимо для их образования,— это подходящий темп деформирования пород, при котором образуются трещины отрыва или свободные поверхности иного типа и поддерживается градиент активности между упругодеформированными зернами и свободной поверхностью. Что же касается промышленных концентраций золота в таких жилах, то они образовывались только в архее и фанерозое.

Вероятно, самыми поразительными на Земле ассоциациями осадочных пород являются толщи вулканогенных и терригенных образований, выполняющие бассейны кратона Каапвааль в Южной Африке. В такой толще залегает крупнейшее в мире золоторудное месторождение Витватерсранд. Бассейн Витватерсранд имеет в плане размеры примерно 350 × 250 км и выполнен вулканитами и осадочными породами общей мощностью 14 км, т. е. его глубина составляет около $^1/_{20}$ его горизонтальных измерений. Заполнение бассейна породами разнообразного состава началось 2750 млн. лет назад и завершилось 2500 млн. лет назад, иными словами, оно продолжалось 250 млн. лет. Хотя скорость прогибания дна бассейна, конечно же, не была постоянной, но средний темп осадконакопления не превышал здесь 0,06 мм/год. Что же касается конгломератов дельтового происхождения, то интервалы их быстрого накопления, наверное, чередовались с периодами относительно спокойного осадкообразования. В золотоносных горизонтах хорошо окатанная галька в большинстве случаев сложена крупнозернистым белым кварцем (возможно, жильным), так что в этой толще мы встречаемся с крупнейшим в мире скоплением белого жильного кварца. В конгломератах, кроме того, присутствует галька черных и серых кремнистых пород, поэтому маловероятно, чтобы белый кварц был результатом перекристаллизации, происшедшей уже после накопления конгломератов.

Нередко можно встретить окатанные обломки пирита размером с песчинку или гальку, иногда он крупнозернистый, иногда мелкозернистый, но

в любом случае его обломочный характер не вызывает сомнений. Среди обломков встречаются зерна минералов элементов платиновой группы, в 80% случаев они содержат иридий, осмий и рутений. В виде обломочных частиц присутствует уранинит, но обломки золота округлой, типичной для самородков формы отсутствуют. Большая часть пирита, урановых минералов и все золото встречаются в конгломератах в явно перекристаллизованном виде. Данное обстоятельство является причиной длительной дискуссии относительно генезиса этого крупнейшего в мире месторождения золота.

Вдоль северного края бассейна Витватерсранд, где сосредоточены самые богатые руды, скопления углей, золота и урана связаны с поверхностями несогласий в трансгрессивной толще дельтовых отложений. Изучив эти угольные залежи, Преториус [140, 141] и Холлбауэр [72] пришли к твердому убеждению, что «примитивные докембрийские формы жизни сыграли значительно бóльшую роль в эволюции Земли, чем это считалось еще несколько лет назад» [72]. Согласно А. В. Сидоренко и С. А. Сидоренко [164], по масштабам накопления углистого вещества докембрийская эпоха приближается к более поздним периодам. Хотя иногда это вещество бывает связано с интенсивно метаморфизованными породами, большая его часть все же накапливалась в ходе восстановительных процессов с участием живых организмов.

Замберг и др. [209], изучив соотношение содержаний тория и урана на этих месторождениях, пришли к выводу, что до своего окончательного отложения в угольных прослоях в форме тухолита уран находился в окисленной форме и переносился растворами в виде уранил-иона. Если во время образования урановой минерализации существовали фотосинтезирующие живые организмы, то вполне возможно, что уже очень давно в бедной кислородом атмосфере Земли могли возникать локальные участки, где господствовали окислительные условия и происходило окисление урана.

Конгломераты, подобные распространенным в бассейне Витватерсранд, можно встретить в пределах других кратонов, где они выполняют прогибы, несколько более молодые и значительно меньшие по размеру. Самыми молодыми из них являются обломочные породы в районе Тарква (Гана), которые залегают стратиграфически выше толщи, имеющей возраст от 2110 до 1915 млн. лет [162]. Примечательно, что лишь на месторождении Тарква в самых высококачественных рудах золото непосредственно ассоциируется с гематитом цемента обломочных пород, который чаще всего представлен хорошо ограненными кристаллами. По-видимому, отложение гравелитов Тарква протекало приблизительно во время завершения формирования железистых кварцитов, но они являются речными образованиями [162] и накапливались в окислительных условиях на поверхности суши, а не в морских водах, как в случае дельтовых конгломератов Витватерсранда и других золотоносных конгломератов раннепротерозойского возраста.

Урановые руды. Мощные толщи золотоносных конгломератов нижнего протерозоя являются и одним из главных источников урана [142]. Робертсон и др. [149] указывают, что на четырех континентах насчитывается десять пачек урансодержащих конгломератов, не все из которых являются золотоносными. Во всех случаях конгломераты содержат пирит, а не гематит и имеют зеленовато-серую окраску, обусловленную присутствием закисного железа. В древнейшей из таких конгломератовых пачек, Доминион-Риф в Южной Африке (ее возраст составляет 2800 млн. лет), содержится уранинит и уранторит, тогда как на более молодых месторождениях, например в штате Минас-Жерайс (Бразилия) и в Западной Австралии, более распространенным минералом руд является уранинит, в состав которого входит уран в шестивалентной форме [149]. Эти более молодые залежи урановых руд имеют возраст от 2400 до 2200 млн. лет. На уже упоминавшемся месторождении Тарква в рудах имеется золото и гематит, но нет урана.

В последние годы всеобщее внимание обращено на крупные жильные месторождения высококачественных урановых руд в западных районах Канады и на севере Австралии. Эти месторождения моложе урановосных конгломератов и располагаются непосредственно под древними поверхностями выветривания, выше которых залегают породы с относительно низкой проницаемостью [148, 37, 149]. Жильные залежи имеют неправильную или местами блоковидную форму и вертикальную протяженность значительно меньше 1000 м. Хотя привнос урана возобновлялся неоднократно, большая часть руд образовалась около 1700 млн. лет назад. Робертсон и др. [149] выдвинули предположение, что источниками урана были породы, пользовавшиеся широким распространением и остававшиеся устойчивыми до середины протерозоя. Последовавшее затем резкое увеличение содержания кислорода в атмосфере повлекло начало их химического выветривания, растворение и вынос урана с эрозионной поверхности. При этом большая часть урана была смыта в океан, но некоторая часть была захоронена в тех местах под эрозионной поверхностью, где сохранились восстановительные условия. Подобная ситуация не имеет аналогов в геологической истории Земли, поскольку атмосфера и гидросфера планеты никогда более не обладали восстановительными свойствами. С тех пор концентрация окисленного и растворенного в океанических водах урана осуществлялась при помощи иных механизмов восстановления; это относится к палеозойским месторождениям в черных сланцах, залежам песчаников типа плато Колорадо [43, 2, 1] и месторождениям в калькретах, например Йилирри [114].

Медно-порфировые и родственные им месторождения. Медно-порфировые месторождения образуют одну из наиболее ярко выраженных и легко идентифицируемых групп рудных месторождений. Они обладают достаточным сходством, несмотря на то что имеют сложное строение и различаются по химическим условиям рудоотложения. Именно поэтому они привлекли такое пристальное внимание и как источник сырья, и как объект научных исследований [188].

Название, данное этой группе месторождений, очень удачно отражает их сущность. Действительно, главным компонентом их руд является медь, а магматические породы, с которыми ассоциируется оруденение, по крайней мере некоторые из них, характеризуются порфировой структурой. В рудах наряду с главным компонентом — медью присутствуют цинк и серебро, а в тех случаях, когда порфиры контактируют с известняками, в них появляется и свинец; эти металлы локализуются в периферических частях месторождений. На медно-порфировых месторождениях с медью обычно, хотя и не всегда, ассоциируется молибден, содержания которого могут даже превышать концентрации меди. Порфировые системы, по существу, представляют собой единственный в своем роде источник молибдена.

Состав пород, слагающих порфировые интрузии этого типа, изменяется от диоритового до кварц-монцонитового. Фенокристаллы обычно представлены андезин-олигоклазом и темноцветными минералами, а тонкозернистая основная масса сложена щелочным полевым шпатом и кварцем. По морфологии отдельные тела порфировых пород изменяются от небольших пробкообразных некков до интрузивных массивов цилиндрической формы диаметром 1—2 км. С глубиной они постепенно сужаются, приобретая дайкообразную форму. Отдельные интрузивы либо выклиниваются кверху, либо переходят в экструзивные тела [143]).

В типичном случае меденосные порфировые тела образуют скопления, последовательно внедрявшиеся в более древние порфировые породы или в толщи вулканитов. Обычно в пределах таких скоплений можно насчитать до четырех и более фаз внедрения, но оруденение, как правило, связано лишь с одной или двумя из них [69], причем не с первой и не с последней.

Дорудные порфиры представляют собой просто вмещающие породы, а послерудные могут прорывать рудные тела без всяких признаков перераспределения компонентов руд.

Как установлено на основе калий-аргонового метода, чаще всего все порфировые тела в пределах одного комплекса имеют приблизительно одинаковый возраст. Однако там, где они очень сближены, это может быть результатом теплового воздействия наиболее молодой интрузии. Некоторые комплексы, в строении которых участвуют экструзивные породы и небольшие батолиты, возможно, сформировались в течение десяти или более миллионов лет. На месторождении Бьютт экструзивы начинают и завершают становление комплекса. Вулканиты Элкхорн вскоре после их накопления были прорваны батолитом Боулдер, имеющим возраст от 76 до 72 млн. лет. Процессы рудообразования протекали 63—58 млн. лет назад. Латитовые дайки, служившие подводящими каналами для вулканитов Лоуленд-Крик, пересекают рудные зоны и имеют возраст 48—45 млн. лет [120].

Вертикальная протяженность минерализованных зон в целом, видимо, изменяется от 2 до 5 км, но может быть и значительно больше.

Рудная минерализация выполняет трещины в породах. В большинстве случаев на месторождениях устанавливаются штокверки пересекающихся мелких прожилков, одни из которых тоньше волоса, а другие имеют мощность до 1 см. Прожилки, выполняющие самые древние системы трещин, сложены кварцем, осевая линия в них отсутствует. В более поздних прожилках наблюдается полосчатость, параллельная стенкам. На таких месторождениях, как Бьютт, встречаются крупные жилы, в которых сосредоточены значительные запасы руд. Там, где порфировые породы прорывают известняки, могут быть встречены и крупные скарновые залежи, как это имеет место, в частности, на месторождении Бингем.

На месторождениях описываемого типа наблюдается концентрическая зональность оруденения [113, 66], хотя есть и исключения из этого правила. Самая глубокая, внутренняя зона может быть представлена скоплением безрудных кварцевых прожилков [13]. Вокруг нее и над нею обычно присутствует зона интенсивного щелочного метасоматоза, где в одних случаях встречаются биотит и калиевый полевой шпат, а в других — альбит. Обычным членом этой ассоциации калиевых силикатов является серицит, а в отдельных участках возникают крупные скопления ангидрита и магнетита [30]. Кварц-молибденитовые прожилки обычно секут самые ранние калиевые метасоматиты. Медная минерализация представлена халькопиритом, наряду с которым может встречаться и борнит. Температуры минералообразования достигали 500° С [21, 147].

Зону калиевых метасоматитов сменяет, отчасти накладываясь на нее, зона, где преобладающим типом изменений является серицитизация, развивающаяся вокруг пирит-халькопиритовых прожилков. Там, где две зоны метасоматитов совмещаются, эти серицит-пиритовые прожилки рассекают прожилки калиевых силикатов. На месторождениях, образовавшихся в условиях относительно малых глубин (1—2 км), серицит-пиритовая штокверковая зона расширяется кверху, и в верхних ее частях встречаются пирофиллит, каолинит и высокоглиноземистые минералы, например топаз. Эта ассоциация «развитой зоны аргиллизации» [119] представляет собой результат интенсивного кислотного выщелачивания, с ней связаны пирит-халькозиновые и пирит-ковеллиновые прожилки, которые образовывались с участием поверхностных вод в окислительных условиях малых глубин. Этот тип гидротермальных изменений не всегда наблюдается в глубинных порфировых системах, внедрившихся в породы континентальной коры, и островодужных порфирах.

Самая внешняя зона гидротермально-измененных пород сложена хлорит-

эпидот-карбонат-пиритовой, т. е. пропилитовой, ассоциацией. Пропилиты либо развиваются непосредственно за зоной калиевых силикатов, когда отсутствуют зоны серицит-пиритовых пород и развитой аргиллизации, либо просто составляют внешнюю часть серицит-пиритовых зон. В некоторых районах геологическим картированием установлено наложение серицит-пиритовой ассоциации на калиевые метасоматиты, что является признаком постепенного снижения температуры гидротермальных растворов. Роль насыщенных кислородом грунтовых вод в образовании зон калиевых метасоматитов, по-видимому, была весьма ограниченной, но, судя по размеру серицит-пиритовых ореолов, последние образовывались при участии таких вод. В зонах серицитизации железо входило в состав пирита, и произошло накопление огромных запасов сульфидов. Здесь же в больших количествах может встречаться мышьяк, который либо входит в состав жил, как на месторождении Бьютт, либо встречается в брекчиевых зонах и трубках, как на месторождении Эль-Теньенте в Чили.

Ассоциация серицита, глинистых минералов и пирита, столь характерная для медно-порфировых месторождений, напоминает измененные породы в корневых зонах вулканогенных колчеданных месторождений типа Куроко, формировавшихся в основном в третичное время. Возможно, в обоих случаях эта ассоциация является результатом взаимодействия насыщенных кислородом грунтовых вод либо с летучими, отделявшимися от глубинной магматической камеры, либо с существовавшей на глубине сульфидной минерализацией, которая при этом взаимодействии подверглась переработке.

Как уже говорилось, серицит-пиритовые зоны сужаются с глубиной, и в некоторых случаях они бывают слабо выражены или совсем отсутствуют либо по причине глубокой эрозии месторождений, либо в силу того, что условий для их образования вообще не возникало. Согласно модели Холлистера [82], такая зона редко возникает в связи с бедными кварцем и обогащенными натрием диоритами; в этом случае внутренние части гидротермальных ореолов сложены полевошпат-биотитовыми или полевошпат-хлоритовыми породами с халькопиритом, борнитом и магнетитом. Такие диориты либо образуются на ранней стадии эволюции магмы, направленной на обогащение расплава кремнеземом и калием, либо являются результатом слабого развития кислых пород в коре, через которую магма проникала к поверхности. Если становление диоритовых тел происходило на больших глубинах, на формирование метасоматической зональности решающее влияние могло оказать отсутствие насыщенных кислородом грунтовых вод, хотя вряд ли это справедливо для всех диоритов. Холлистер пришел к выводу, что практическое отсутствие серицит-пиритовых зон в его диоритовой модели «скорее всего... связано с недостатком серы в гидротермальной системе» [82].

О большой роли серы свидетельствуют дополнительные наблюдения: при ее отсутствии те же самые монцониты и диориты не подвергаются сколько-нибудь значительным гидротермальным изменениям, даже если их формирование протекало в условиях малых глубин и с участием достаточного количества грунтовых вод. Это справедливо даже для безрудных интрузивов, внедрявшихся на ранних стадиях формирования медно-порфировых комплексов. Сера, по-видимому, является важнейшим ингредиентом, но лишь на верхних горизонтах земной коры и лишь на фанерозойских месторождениях. В этих случаях при активном участии грунтовых вод образовывались конвективные гидротермальные ячейки, которые и привели к образованию зон кислотного выщелачивания.

Одной из самых интересных особенностей медно-порфировых месторождений является их распределение во времени. За очень немногими исключениями, все они образовались в фанерозое, причем в большинстве случаев в последние 75 млн. лет. Докембрийские представители этого типа возникли

в архее. Если исключить Циркумтихоокеанский и Средиземноморский пояса, то наиболее важной зоной, где известны крупные месторождения, являются палеозойские складчатые пояса Казахстана и Узбекистана в СССР. Многочисленные палеозойские порфировые интрузивы известны также в Аппалачах [83], но лишь с несколькими из них связано промышленное оруденение.

В пределах Циркумтихоокеанского пояса немногие месторождения, которые можно отнести к медно-порфировым, имеют триасовый возраст, но в целом в триасовое, раннемеловое и среднетретичное время условия не очень способствовали образованию оруденения этого типа. Вообще говоря, наиболее благоприятными были периоды воздымания и осушения континентов [112], когда площадь океанических бассейнов сокращалась. Существует множество примеров порфировых интрузивов юрского и мелового возраста, особенно многочисленных в Канаде, но встречающихся и в США, и на севере Аргентины [168]. Момент наибольшего расцвета в истории формирования медно-порфировых месторождений на западе Северной и Южной Америки приходится на ларамийское время на рубеже третичного периода. В Северной Америке он завершился 30 млн. лет назад, а в Южной — всего лишь 5 млн. лет назад. В островодужных районах на западе Тихого океана [186, 44] возраст месторождений колеблется от 30 до 1 млн. лет. В заключение заметим, что интрузивы порфировых пород, вероятно, образуются и в настоящее время под некоторыми активными вулканами.

Поскольку месторождения этого типа возникали на небольших глубинах в условиях высокого рельефа, то вследствие быстрой эрозии они могли легко разрушаться. Они, по-видимому, являются самым наглядным примером того, как неравномерность распределения во времени месторождений какой-либо группы может объясняться тем, что более древние из них просто уже давно уничтожены. Полному размыву, вероятно, подвергались эпитермальные жилы, которые формировались на верхних уровнях в связи с процессами вулканизма и не имели глубоких корней в виде медно-порфировых месторождений. Конечно, можно объяснять почти исключительную приуроченность таких месторождений к образованиям фанерозойского возраста тем, что более древние представители этого класса и соответствующие им интрузивы уже разрушены. Однако следует заметить, что во многих районах мира среди пород докембрия встречаются прекрасно сорханившиеся вулканиты и субвулканические порфировые тела, с которыми вполне могло бы быть связано оруденение. В действительности же в них лишь изредка встречаются медно-молибденовые месторождения порфирового типа. Самым известным протерозойским примером порфировых месторождений, по-видимому, является Хаиб в Намибии. Остальные месторождения, локализованные в породах докембрия, большей частью имеют архейский возраст и встречаются в Финляндии [49] и в Канаде [42, 100]. В большинстве случаев они по основным характеристикам идентичны своим фанерозойским аналогам, но некоторые из них имеют ряд существенных отличий. Так, на канадском месторождении Перл-Лейк в районе Тимминс кварцевые прожилки с халькопиритом, молибденитом и ангидритом секут кислые кристаллические сланцы, в которых развивается обычная ассоциация серицита и красного калиевого полевого шпата. Однако такая тектоническая позиция и такой характер вмещающих пород не типичны для медно-порфировых месторождений [32]. Сланцы, возможно, образовались по туфам архейского зеленокаменного комплекса Тимминс. Месторождение Перл-Лейк, однако, является очень наглядной иллюстрацией того, что, какой бы ни была тектоническая обстановка, ассоциация меди, молибдена и ангидрита с красноватым калиевым полевым шпатом и серицитом могла возникать в любой период геологической истории, если для этого существовали достаточный местный окислительный уровень и другие химические условия. Из этого примера следует также, что указанная ассоциация может сохраниться

в условиях зеленосланцевого метаморфизма, столь обычного для архейских вулканогенных толщ. Малочисленность докембрийских медно-порфировых месторождений, очевидно, объясняется главным образом отсутствием благоприятных для их образования тектонических и петрологических условий. Если даже такие месторождения и возникали, то масштабы их были невелики, а руды отличались низким качеством.

Кроме цветных металлов и молибдена с гранитоидами также ассоциируются оловянные и вольфрамовые руды. На некоторых молибденовых месторождениях порфирового типа, например Клаймакс, руды в небольших количествах содержат шеелит и касситерит. Первый обычно встречается и в скарнах, образовавшихся при циркуляции насыщенных цветными металлами гидротермальных растворов. Значительная часть мировых запасов олова разведана в Боливии, где известны очень крупные жильные месторождения [191], которые располагаются в апикальных частях тел дацитовых порфиритов и над ними и очень напоминают жильные образования верхних уровней медно-порфировых месторождений. В Боливии проявления оловянных руд образуют цепочку, располагающуюся параллельно Андскому поясу меденосных порфировых интрузивов, на тыльной, континентальной его стороне. Петрологическое сходство месторождений этих двух типов привело даже к появлению термина «оловянные месторождения порфирового типа» [169]. От большинства жил, несущих оловянную и вольфрамовую минерализацию, боливийские месторождения отличаются строгой вертикальной зональностью: содержания сульфидов олова возрастают в направлении к дневной поверхности, которая существовала в момент рудообразования и, видимо, располагалась лишь немного выше нынешней. Оловянное оруденение локализовано в вулканогенных породах дацитового состава, но многие жилы проникают в массивы гранитоидов. Последние имеют кислый состав и обогащены щелочами, особенно калием. В общем случае граниты, с которыми связаны руды олова и вольфрама, представлены равномерно-зернистыми (или по меньшей мере более крупнозернистыми, чем порфировые) разностями и слагают более крупные массивы, чем на медно-порфировых месторождениях.

На оловянно-вольфрамовых месторождениях встречаются жилы умеренных размеров и штокверки медных прожилков, которые выполнены в основном кварцем. В большинстве случаев жилы прорывают и внешнюю зону интрузивного тела, и вмещающие его толщи. Околорудные изменения ограничиваются в основном окварцеванием и серицитизацией, но кое-где встречаются высокоглиноземистые и фторсодержащие минералы, например топаз. Такая кварц-серицит-топаз-флюорит-пиритовая ассоциация на саксонских месторождениях в Рудных горах была названа грейзеном.

В Европе с герцинскими гранитами связан один из крупных оловорудных поясов мира. Аналогичный пояс образуют мезозойские граниты Индонезии, Малайзии, Бирмы, Таиланда и юго-восточного Китая. Несколько меньшие по запасам месторождения известны среди пород позднепротерозойского возраста Кибарского подвижного пояса на юге Африки и в подобных же породах в Бразилии. Мелкие рассеянные проявления оруденения того же типа встречаются в связи с гранитами Бушвелдского комплекса и в докембрийских пегматитах.

Как и в случае молибдена, большинство оловянных и вольфрамовых месторождений образовались в фанерозое, но оловянное оруденение имеет, как правило, более древний возраст. Если учитывать и касситеритовые жилы, разрушение которых привело к накоплению в Малайзии россыпных залежей, то большая часть оловянных руд связана с палеозойскими и мезозойскими гранитами, а примеры третичных месторождений можно найти только в Боливии. С другой стороны, первые молибденовые месторождения порфирового типа появились в палеозойское время в Центральной Азии, но самые крупные

представители этого класса имеют мезозойский или третичный возраст. Высокую степень локализации месторождений олова связывают с его ремобилизацией в течение нескольких наложившихся один на другой циклов [160, 201].

Периоды эволюции рудообразования

В этом разделе рассматриваются такие различия между разновозрастными рудными месторождениями каждой группы, которые проистекают от особенностей условий их формирования. В течение геологической истории не раз появлялись месторождения новых типов, тогда как образование залежей руд каких-то других типов по каким-либо причинам прекращалось. Месторождения, относящиеся к одной группе, чаще образовывались в одни периоды геологической истории и реже — в другие, при этом разновозрастные образования одного и того же типа различались по ряду признаков. Как явствует из табл. 1, все эти изменения, составляющие суть эволюции процессов рудообразования, происходят не в случайные моменты времени, а связаны с тремя давно известными рубежами между крупными периодами геологической истории. Первый из них повсюду, кроме южных районов Гондваны, приблизительно отвечает границе архея и протерозоя (около 2500 $\pm$ 100 млн. лет), а третий приходится на границу протерозоя и палеозоя (около 600 $\pm$ $\pm$ 100 млн. лет). Эти рубежи ознаменовались крупными изменениями тектонического режима. Еще один рубеж соответствует границе между ранним и поздним протерозоем (1800 $\pm$ 100 млн. лет).

Тектоническая перестройка, связанная со среднепротерозойским рубежом, видимо, выражена значительно менее резко, чем в двух других случаях, и сводится к заложению ряда новых структур, таких, как геосинклиналь Коронейшен [80]. Изменение характера тектонических и магматических процессов, происшедшее на этом рубеже, было рассмотрено Уильямсом [206], Саттоном [179], Виноградовым и Тугариновым [198], Дирнли [34] и Роско [151] Однако в тот период проявились и важнейшие новые аспекты химического взаимодействия твердой оболочки Земли и ее атмосферы [26].

На границе архея и протерозоя [38] появились самые ранние из сохранившихся (т. е. слабо деформированных и метаморфизованных) отложений эпиконтинентальных бассейнов. На юге Африки они имеют возраст около 3000 млн. лет, а в остальных районах — 2500 млн. лет. Временна́я разница, отвечающая началу протерозоя, была названа Клаудом [27] Зулуанским клином, и с ним связаны немногие, но значительные изменения характера рудообразования. Формирование связанных с вулканизмом железорудных месторождений типа Алгома в раннем протерозое сменилось быстрым заполнением бассейнов седиментации железистыми кварцитами типа озера Верхнего. Вместо золото-кварцевых жил, широко распространенных среди зеленокаменных пород, стали накапливаться золото-урановые россыпи в конгломератах. Помимо этого произошло резкое сокращение числа образовывавшихся вулканогенных колчеданных месторождений и, вероятно, полностью прекратились излияния на океаническое дно потоков ультраосновных лав, с которыми связано сульфидно-никелевое оруденение.

Среднепротерозойский рубеж отмечен необычайной интенсификацией процессов накопления железистых кварцитов, которые закончились столь же внезапно, как и начались. В это же время полностью завершилось образование вулканогенных колчеданных месторождений и золотоносных конгломератов. Одновременно начали появляться залежи сульфидных руд цветных металлов в осадочных породах, в том числе первые промышленные месторождения свинца, и жильные залежи урана. Формируются первые крупные

тела кимберлитов и карбонатитов, а также крупные расслоенные интрузивы, подобные Садбери и Бушвелдскому комплексу, что свидетельствует о возрастании роли рифтогенеза в развитии постепенно увеличивавшейся по мощности земной коры.

Наступление фанерозоя было отмечено появлением месторождений нового типа — линзообразных залежей хромитовых руд в породах офиолитовых комплексов. Одновременно возобновилось образование золото-кварцевых жил и осадочных месторождений железных руд, а также вулканогенных колчеданных месторождений, в том числе и новых типов: кипрского и Куроко. Фанерозой, кроме того, является периодом формирования многочисленных медно-порфировых месторождений, грейзеновых месторождений олова, скарновых залежей вольфрама и цветных металлов, которые связаны с интрузивами гранодиоритов, свинцовых месторождений в карбонатных породах (типа долины Миссисипи) и, наконец, платформенных вулканогенных залежей руд драгоценных металлов. Бурное развитие биосферы сопровождалось резким ростом количества типов рудных месторождений, имевшим, вероятно, ту же причину — чрезвычайное разнообразие тектонических, петрологических и атмосферных условий, в которые попадали как живые существа, так и металлы.

Закономерности развития рудообразующих процессов в ходе тектонической, петрологической и химической эволюции Земли можно детально проследить, рассматривая четыре крупных этапа геологической истории планеты: архейский, раннепротерозойский, позднепротерозойский и фанерозойский.

Архей (от 3800 до 3000 млн. лет в Южной Африке и от 3800—3000 до 2500 ± 100 млн. лет в остальных районах). В архейских породах локализованы очень крупные коренные месторождения золота, а также меди, никеля цинка, хрома, железа и небольшие залежи руд других металлов [202]. Большинство из них располагаются в пределах поясов зеленокаменных пород, которые смяты в складки, но лишь умеренно метаморфизованы. Эти вулканогенно-осадочные образования легко идентифицируются, и древние вулканические структуры в них легко могут быть реконструированы [7, 9, 10, 11, 207, 27].

На большинстве архейских кратонов зеленокаменные породы окружают обширные поля гранитогнейсов. Последние настолько интенсивно гомогенизированы в результате деформации, метаморфизма и даже частичного плавления, что невозможно определить, какие породы послужили основой при их образовании: магматические или осадочные. Разумно предположить, что в таких условиях могли уцелеть только самые устойчивые комплексы горных пород и руд. Этим можно объяснить, почему среди гнейсов встречаются лишь кварциты, мраморизованные известняки, магнетитсодержащие кварциты (полосчатые железистые кварциты) и хромитовые руды в анортозитах. Особое значение имеет железорудная серия Исуа в Гренландии, поскольку она располагается среди древнейших на Земле осадочных пород и ассоциируется с амфиболитами, тальковыми и известково-кремнистыми сланцами, которые могли входить в толщу вулканогенных пород от ультраосновного до кислого состава [3]. Такие породы часто встречаются в зеленокаменных поясах, но Уиндли [207] придерживается мнения, что мраморизованные карбонатные породы и ортокварциты являются признаком устойчивых платформенных и шельфовых условий осадконакопления, которые он противопоставляет обстановке отложения зеленокаменных толщ.

Среди железистых кварцитов серии Исуа кое-где сохраняются меденосные сульфидные фации. Такую же картину мы наблюдали и на более молодом сильно метаморфизованном архейском месторождении Пикви — Селеби, где тела никелевых руд залегают среди амфиболитов. В целом же эти древние гнейсы удивительно бедны полезными ископаемыми, особенно сульфидными

рудами, и это покажется странным, если учесть, что какая-то часть их первоначально представляла собой вулканогенные породы. Долгое время бытовало мнение, что сильные деформации и метаморфизм этих пород не оставили и следа от более ранних рудных скоплений, но утверждать это со всей определенностью нельзя. Дело в том, что в более молодых подвижных зонах есть прекрасные примеры залежей сульфидных руд, переживших интенсивный метаморфизм и даже частичное плавление. Они сохранились, хотя руды и мигрировали (в результате выдавливания?) в толще гнейсов вдоль крутых структур. Брокен-Хилл в Новом Южном Уэльсе является еще одним примером крупного месторождения, залегающего среди пород гранулитовой фации метаморфизма, но в этом случае метаморфизм, охвативший породы, не уничтожил элементов их первичной структуры. Существует некоторая вероятность, что руды могли рассеиваться при интенсивном механическом воздействии на них в условиях высоких температур. Не утверждая ничего окончательно, можно предположить, что в породах, послуживших исходными при образовании древних гнейсовых комплексов, сульфидная минерализация действительно была необычайной редкостью или по крайней мере была несопоставима по разнообразию типов, качеству руд и запасам с минеральными месторождениями зеленокаменных поясов. Насколько известно, зеленокаменные вулканогенные породы и связанное с ними оруденение впервые в истории планеты появляются именно в наблюдаемых ныне зеленокаменных поясах.

Повсюду в мире в их пределах встречаются разнообразные и многочисленные типы оруденения, и это еще раз убедительно демонстрирует роль вулканических процессов в образовании скоплений серы и металлов. С вулканизмом связаны даже железорудные залежи типа Алгома и небольшие баритовые месторождения. Мощные толщи обломочных пород оказываются совершенно безрудными, если не являются частью какого-либо вулканического сооружения. Среди всех типов руд наибольшим распространением пользуются сульфидно-никелевые в коматиитах и вулканогенные колчеданные. Но и золотое оруденение также связано с зеленокаменными породами архея либо прямо, как в случае золото-кварцевых и золото-сульфидных месторождений, либо косвенно, т. е. через размыв древних золотосодержащих зеленокаменных пород, с последующим отложением золота в прогибе Витватерсранд и других подобных же эпиконтинентальных бассейнах раннепротерозойского возраста.

В основании разрезов зеленокаменных комплексов часто встречаются потоки коматиитовых лав. Во время излияний лавы, вероятно, имели очень высокую температуру [62], что вполне согласуется с относительным обилием этих образований в разрезе архея. Независимо от того, являлись ли они продуктом одно- или двухстадийного плавления, их появление означает, что породы мантии даже на относительно небольших глубинах были сильно разогреты, а в районах их извержений существовал повышенный тепловой поток [61, 129].

При образовании никелевых месторождений типа Камбалда чрезвычайное значение имело распределение серы в магматическом очаге. Залежи руд такого типа известны в Австралии и Канаде, но в горах Барбертон их нет, несмотря на то что в этом районе оливин в породах содержит 0,51% NiO [62]. В этом случае либо магматический очаг был беден серой, либо она по какой-то причине не поступала на поверхность. Судя по низким содержаниям серы в зеленокаменных породах гор Барбертон, более вероятной причиной следует считать отсутствие серы в глубинном очаге. Породы в основании разреза системы Барбертон на 500 млн. лет древнее, чем породы зеленокаменных поясов Камбалда и Канадского. Возможно, что в течение какого-то непродолжительного периода времени изменение теплового потока сделало возможным образование очагов коматиитовых магм на тех уровнях в мантии, которые располагались выше областей концентрации серы, и поэтому здесь

не возникло ни одного месторождения никеля. Может быть, мантийный очаг оказался беден серой просто в силу неравномерности ее распределения. С андезитами Барбертон, залегающими выше по разрезу, также не связано крупных вулканогенных колчеданных месторождений.

Стратиграфически выше обогащенных магнием пород в большинстве зеленокаменных поясов залегают толеитовые или субщелочные базальты, среди которых встречаются осадочные образования, в том числе прослои железных руд. Эти породы входят в состав последовательно-дифференцированных базальт-андезит-риолитовых (или риодацитовых) формаций, причем мощность пачек, отвечающих отдельным циклам вулканизма, на порядок или два меньше, чем мощность всей зеленокаменной толщи [56, 6]. Ясно, что для образования таких формаций было необходимо, чтобы дифференциация магмы происходила в верхней части очага. В Канаде, в провинциях озера Верхнего и Большого Невольничьего озера, среди подобных зеленокаменных пород локализованы необыкновенно многочисленные и разнообразные вулканогенные медно-цинково-колчеданные и золото-кварцевые жильные месторождения, а также залежи железистых кварцитов типа Алгома. В Африке, в Индии и в районе Йилгарн, на западе Австралии, в таких же породах известны месторождения золота и железа, но вулканогенные колчеданные месторождения там еще не обнаружены.

Самые древние породы архейских зеленокаменных поясов обычно имеют наиболее основной состав, и если в пределах какого-либо пояса встречаются никелевые месторождения, то связаны они именно с этими образованиями. Стратиграфически выше доминируют базальты, среди которых изредка встречаются андезито-базальты. Доля последних вверх по разрезу постепенно нарастает, и среди них появляются потоки и пузыреобразные купола риолитов и обломочные породы кислого состава, которые в разрезе формации чередуются с преобладающими андезито-базальтами. Небольшие сульфидные залежи обычно приурочены к некрупным риолитовым телам. Вверх по разрезу, т. е. по мере завершения цикла вулканизма, все большую роль начинают играть риолиты, а крупные рудные тела образуются после извержения последних порций риолитовой магмы, во время длительного периода относительного затишья вулканической деятельности. Эта история формирования типичного архейского вулкана уже неоднократно подробно рассматривалась (см., например, [6, 7]). Такая же последовательность событий выдерживалась и при образовании вулканов архейского типа всего 1800 млн. лет назад. Все явления, о которых говорилось выше, происходили в подводных условиях. О глубинах архейского океана на ранних стадиях развития вулканизма судить трудно, но очень вероятно, что они не превышали 3000—6000 м, т. е. были меньше мощности вулканогенной толщи, соответствовавшей одному крупному вулканическому циклу. Иными словами, по мере накопления вулканитов происходило прогибание коры. Радиологическими методами установлено, что складчатость либо сопровождала вулканические процессы, либо следовала сразу за их завершением. Геологическая структура архейских зеленокаменных поясов столь же специфична, как и слагающий их комплекс пород. Все колчеданные месторождения архейского возраста сильно деформированы. Возможно, в этом заключается одна из причин широкого распространения золото-кварцевых жил в базальтах зеленокаменных поясов.

Первые проявления вулканизма, для которых были характерны излияния ультрабазитов, вероятнее всего, инициировались образованием какого-либо разлома в сравнительно тонкой коре Земли. Вдоль него создавалась зона повышенного теплового потока и происходило частичное плавление вещества верхней мантии с образованием базальтовых лав. Если этот процесс не прекращался, то со временем сами породы базальтовой коры претерпевали частичное плавление, и генерировались магмы андезитового и рио-

литового состава, которые содержали цинк, медь и серу, т. е. главные рудные компоненты самых древних рудных месторождений. Присутствие цинка, равно как и субщелочной состав пород, рассматривают как признак переработки базальтовых пород коры. Об этом можно судить по низким содержаниям этого металла в рудах месторождений кипрского типа, которые располагаются в офиолитах фанерозоя и соответствуют первой стадии накопления колчеданных руд.

В зависимости от объема образовывавшихся андезитовых и риолитовых магм должно было происходить некоторое горизонтальное смещение участков базальтовой коры в направлении уже упоминавшейся зоны плавления. Такие движения могли происходить по обе ее стороны, как в модели Хатчинсона [85], или преимущественно с одной стороны; перемещения совершались по принципу дрейфа литосферных плит, только они были кратковременными и в них участвовали тонкие и «мягкие» архейские «плиты». Тарни и др. [180] описали среди меловых отложений Чили породы, которые отчасти можно рассматривать как аналоги зеленокаменных архейских толщ. Они накапливались в бассейне окраинного моря, позади дуги вулканических островов, где происходили извержения андезитовой магмы. Однако до сих пор в архейских породах не установлено столь характерных для окраин разрастающихся плит колчеданных месторождений кипрского типа, линзовидных залежей руд хрома (возможно, за исключением Селукве) и самих офиолитов. Хотя, конечно же, сами механизмы разрастания плит более «податливой» архейской коры могли быть существенно иными, чем в более поздние эпохи.

Остается неясной и позиция зеленокаменных поясов относительно континентальных окраин. Если образование бассейнов окраинных морей действительно являлось механизмом разрастания плит, то этот процесс в архее должен был происходить быстрее, чем когда бы то ни было в последующей геологической истории, а затем с установлением протерозойского тектонического режима он должен был резко замедлиться. В этом случае локальные тектонические области, такие, как провинция Джером в Аризоне, где встречаются колчеданные месторождения архейского типа возрастом 1800 млн. лет, возникли вследствие непрерывного, но постепенно замедлявшегося процесса разрастания окраин континентов. Последние вслед за тем длительное время сохранялись в неизменном виде, а вокруг них располагались огромные раннепротерозойские бассейны.

Повсюду в мире архейские комплексы представлены преимущественно салическими магматическими породами, отчасти первично вулканогенными. Причина этого заключалась в быстром переносе энергии из мантии Земли к ее поверхности. По мере нарастания и стабилизации коры высокий тепловой поток сохранялся только в пределах мобильных поясов (например, Лимпопо), между кратонами, и происходило общее ослабление вулканической активности.

Ранний протерозой (от 3000 до 1800 ± 100 млн. лет в Южной Африке и от 2500 ± 100 до 1800 ± 100 млн. лет в остальных районах). Стабилизация континентальных плит на месте нынешней Южной Африки началась, когда повсюду в мире еще продолжалось формирование зеленокаменных поясов. Более 3000 млн. лет назад в южной части Трансвааля образовались бассейны, в которых происходили излияния миндалекаменных базальтов и накапливались хемогенные осадки, в том числе карбонатные и железосодержащие, а также соответствующие обломочные породы. В бассейне Понгола эти породы через 400—500 млн. лет оказались захоронены под колоссальной толщей обломочных пород и вулканитов систем Доминион, Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансвааль. Они составляют Зулуанский клин, как его назвал Клауд [27], и свидетельствуют о смене глобальных тектонических и петрологических условий, а по своей литологии и мощности

являются уникальными. Кроме того, с конгломератами Витватерсранд связаны крупнейшие месторождения золота и урановых руд [140].

Судя по огромным мощностям мелководных обломочных пород, заполнявших бассейны, их дно испытывало медленное, но очень продолжительное прогибание [126]. Это означает, что под прогибами либо происходил вынос вещества из мантии или нижней коры, либо наблюдалась контракция, вызванная фазовыми переходами и остыванием пород. (В современных океанах остывание пород за пределами срединно-океанических хребтов, вероятно, определяет рельеф их дна.)

Химические особенности пород Зулуанского клина и отложений других раннепротерозойских прогибов того же типа представляют собой важный источник сведений о процессах рудоотложения. Зелено-серая окраска всех обломочных пород этой толщи (красноцветы здесь не встречаются) наряду с обилием обломков уранинита и пирита и неокисленного углерода в различной форме являются доказательством низкого содержания кислорода в атмосфере и гидросфере в момент осадконакопления. Эти факты уже давно считаются признаком восстановительного состава атмосферы в раннем докембрии (см. [27]). На самом же деле образование железистых кварцитов в архейском океане происходило при связывании кислородом мигрировавшего иона Fe^{2+}. Кроме того, в отложениях того же возраста, например в системе Свазиленд, встречаются слои барита [76]. Перри и др. [138], однако, показали, что в барите величина $\delta^{34}S$ только на 2,5‰ выше, чем в одновозрастных сульфидах, встречающихся в хемогенно-осадочных породах. Они считали, что появление барита, вероятно, является результатом возникновения в некоторых локальных районах архейского океана окислительных условий, обусловленных деятельностью фотосинтезирующих организмов. В настоящее время считают, что жизнь на Земле зародилась по крайней мере в момент накопления самых древних пород блока Пилбара в Австралии (Шопф, личное сообщение, 1980). Поэтому совершенно прав Клауд [26], отстаивающий мнение, что фотосинтез местами начался намного более 3000 млн. лет назад, а возможно, даже одновременно с отложением самых древних железистых кварцитов. Однако лишь в начале среднего протерозоя, когда начинается лавинообразный процесс осаждения окислов железа, по-настоящему ощущается определяющее влияние фотосинтезирующих организмов на химические условия земной поверхности.

Ронов [150] подсчитал, что железистые кварциты типа озера Верхнего составляют до 15% и более от общего объема осадочных пород нижнего протерозоя. Вопрос об источнике железа при их накоплении весьма оживленно обсуждается [26], особенно после того, как Джеймс [90] высказал гипотезу об осадочном генезисе этих руд. Возможно, что в восстановительных условиях насыщенной углекислотой атмосферы железо, входившее в состав силикатов, могло в результате эрозии сноситься в океан и накапливаться там. Но если бы этот источник железа был единственным, то повсюду наряду с железистыми кварцитами должны были бы встречаться мощные накопления прочих продуктов выветривания, особенно глиноземистого материала, однако они, по существу, отсутствуют.

Другим возможным источником восстановленного железа (и серы) в позднеархейское и раннепротерозойское время является активный вулканизм. Все возраставшее со временем поступление железа в океан, возможно, контролировалось как выветриванием, так и вулканическими процессами. Железо, а также вулканическая сера затем могли попадать в такие области, где происходило накопление кислорода, вырабатывавшегося прокариотными фотосинтезирующими организмами. К тому моменту в раннем протерозое, когда появились обширные мелководные морские бассейны, эти прокариоты, претерпев значительную эволюцию, породили обильный и разнообразный

органический мир, среди прочих представителей которого были и колонии строматолитов. Но по мере затухания вулканических процессов до тех пор возобновлявшийся запас восстановленного железа и серы стал быстро иссякать, и в результате осаждение железистых кварцитов, достигнув пика 2200—2000 млн. лет назад, стало сокращаться столь же резко, как раньше возрастало, и, по существу, завершилось 1800 млн. лет назад. На это же время приходится прекращение образования крупных колчеданных месторождений, по крайней мере в Северной Америке, а поскольку осаждение железа контролировалось реакциями, протекавшими на мелководье, то это прекращение было практически глобальным. В результате уменьшения содержания серы и железа, которые связывали избыточный кислород, прокариотные организмы оказались в непривычных и очень неблагоприятных условиях [26]. Новые условия среды способствовали ускоренному развитию тех мутантов, которые были способны вырабатывать ферменты, облегчавшие обмен веществ с использованием свободного кислорода. В конце концов они породили эукариотные организмы, способные быстрее реагировать на изменение условий. Маргулис [115] рассматривал этот переход от прокариотных организмов к эукариотным как величайший скачок в эволюции биосферы. Добавим, что он повлек за собой значительные изменения в поведении серы и ассоциирующихся с ней металлов.

Влияние свободного кислорода на химические условия земной поверхности возрастало постепенно, но было необратимым. Когда началось его поступление в атмосферу, железо на поверхности Земли было окислено, а восстановительные условия сохранялись лишь в небольших впадинах, где ограниченная аэрация вод поддерживала низкий уровень содержания кислорода. Если ранее в океане господствовали восстановительные условия, и лишь кое-где образовывались кислородсодержащие воды, то теперь ситуация изменилась коренным образом: океанические воды были насыщены кислородом и лишь местами создавались восстановительные условия. Это немедленно сказалось и на характере хемогенно-осадочных процессов, и одним из следствий происшедших изменений было появление новых типов сульфидных руд металлов. К последним относятся, например, первые на Земле крупные стратиформные залежи сульфидных руд цветных металлов в осадочных породах, в том числе таких, где свинец был главным рудным компонентом. Одновременно в больших масштабах началось растворение и перенос соединений урана, который частично отлагался на континентах, ниже уровня эрозии, в виде жильных тел высококачественных руд. Прекратилось накопление золота в близповерхностных условиях, в том числе в конгломератах морского происхождения, поскольку комплексные соединения золота в окислительных условиях при низких значениях pH растворимы в хлоридных растворах.

Крупные скопления руд новых типов образовались одновременно с внезапным появлением множества эвапоритовых пластов и гематитового цемента в красноцветных породах. В осадочных процессах возросла роль карбонатонакопления. Все эти преобразования в ходе породо- и рудообразующих процессов в среднем протерозое произошли в течение 200 млн. лет. Конечно, они были вызваны прежде всего изменением степени окисленности серы и железа в океане, которая в свою очередь определялась химическим состоянием углерода, а в конечном счете — развитием биосферы. И все же первым толчком, приведшим в действие всю эту цепь взаимообусловленных событий, была смена тектонического режима. Именно тектонический фактор был ответствен за постепенное затухание вулканических извержений, сокращение выброса веществ-восстановителей из недр планеты на ее поверхность и за образование в пределах континентов или на их окраинах устойчивых мелководных или шельфовых областей, где фотосинтезирующие организмы

могли процветать и размножаться, пока не исчезли привычные для них бескислородные условия.

Поздний протерозой (от 1800 ± 100 млн. лет до 600 ± 100 млн. лет). Появление новых типов месторождений в позднепротерозойское время было связано с изменением химизма рудообразующих процессов. В ходе осадконакопления в громадных эпиконтинентальных бассейнах создавались условия, благоприятствовавшие отложению руд цветных металлов, в то время как накопление железа резко сократилось. Основными компонентами руд были свинец и медь, которые концентрировались порознь. Цинк чаще встречался в ассоциации со свинцом и реже — с медью, т. е. ситуация была противоположна той, которая типична для гидротермальных месторождений. Почему началось накопление металлов, имевших «глубинный» источник? Связано ли это с рифтогенезом или, может быть, объясняется эрозией архейских кратонов в условиях окислительной атмосферы?

Огромные удлиненные медленно прогибавшиеся бассейны, которые прекрасно сохранились до наших дней, были очень характерны для позднепротерозойского этапа. Но по мере того, как кратоны становились все более хрупкими, в их пределах образовывались многочисленные разломы глубинного заложения, обеспечивавшие перенос к поверхности тепла и вещества мантии [122]. Переход от «сверхмобильных» архейских механизмов образования коры к рифтообразованию на кратонах довольно рано произошел в Африке, где 2500 млн. лет назад сформировалась Великая Дайка. В других регионах мира многочисленные дайки пород основного состава имеют возраст около 2000 млн. лет. Заметным явлением в это время стали щелочные комплексы, в том числе первые карбонатиты. Так, комплекс Палабора имеет возраст 2000 млн. лет [74], а некоторые канадские карбонатиты — 1750—1650 млн. лет. Большинство кимберлитов образовались в мезозойское и третичное время, но самые ранние из них являются раннепротерозойскими [33], а некоторые аллювиальные россыпи алмазов еще древнее [201]. Комплексы Бушвелдский и Садбери имеют возраст соответственно 2000 и 1840 млн. лет, и имеются веские аргументы в пользу того, что они образовались при столкновениях Земли с другими небесными телами. Еще одним выражением дифференциации вещества мантии и образования в позднем протерозое крупных разломов служит появление в это время (1700-1100 млн. лет назад) многочисленных титаноносных анортозитовых массивов и расслоенных интрузивов.

Породы необычных мобильных поясов, таких, как Лимпопо, Дамара и Гренвилл, видимо, лишь кое-где содержали скопления руд, создавшиеся во время интенсивного метаморфизма, хотя существовавший в этих районах тепловой поток мог вызывать переотложение рассеянной минерализации в виде тел высококачественных руд. Такие пояса рассматриваются либо как рифты, либо как шовные зоны, образовавшиеся при столкновениях кратонов [207]. Шеклтон [163] указал, что в пределах пояса Лимпопо прослеживаются пересекаемые им более древние линейные структуры. Иными словами, этот пояс наложен на древние структуры, но не смещает их. В районе Окип (ЮАР) в сильнометаморфизованных породах мобильного пояса Намаква — Натал (их возраст оценивается в 1400 млн. лет, см. [71]) медная минерализация, ассоциирующаяся с породами основного состава, переотлагается в пределах секущих крутопадающих структур. Некоторые из них связаны с мегабрекчиями, в которых встречаются огромные обломки пород верхних частей разреза. Ломбард и Шрёдер [110] сделали вывод, что до сжатия в пределах этого пояса господствовал рифтовый режим растяжения. Это наблюдение может быть очень важным для восстановления истории формирования мобильных поясов. Значительно позднее в результате нового этапа рифтогенеза произошла активизация тектонических движений в пределах этих африкан-

ских поясов. При этом в районе Мессина, в Трансваале, возобновились магматические процессы и сформировалась гидротермальная минерализация [89].

События, о которых говорилось выше, по времени приблизительно совпадают с определенным этапом эволюции мантии, недавно установленным на основе изотопных данных. Изучая отношение Rb/Sr в толеитах океанических островов и срединно-океанических хребтов, Брукс и др. [22] установили, что повсюду в мире эти породы имеют возраст 1600 ± 200 млн. лет. Возможно, в это время произошел какой-то крупный сдвиг в эволюции мантии Земли. Очень близкие значения возраста океанических пород (1800 ± ± 100 млн. лет) получены на основе исследований изотопного состава свинца. Такое совпадение представляется чрезвычайно важным, поскольку оно свидетельствует, что изохроны не являются результатом случайного смешения вещества, а действительно отражают какое-то крупное геологическое событие. Брукс и др. [22] выдвинули предположение, что таким событием 2000—1500 млн. лет назад могло быть образование астеносферы. Вынос свинца из мантии в земную кору в это время мог быть связан с формированием щелочных пород. Красные калиевые граниты протерозойского возраста резко контрастируют с серыми натровыми гранитами архея. Стратиформные свинцовые месторождения в осадочных породах приобретают в этой связи особое значение, поскольку они являются древнейшими на Земле месторождениями, где этот металл является главным компонентом руд, и поскольку они вообще, видимо, имеют более тесную, чем другие стратиформные месторождения, пространственную связь с вулканизмом. На месторождении Салливан, например, отчетливо устанавливается корневая зона гидротермально-измененных пород, которая может быть связана с близкорасположенной зоной разлома. Дополнительными примерами подобного рода могут служить месторождения Маунт-Айза и Мак-Артур-Ривер, где среди осадочных пород встречаются туфы, а также месторождение Брокен-Хилл, рудовмещающие породы которого (в том числе и железистые кварциты) могли отчасти иметь вулканогенное происхождение [175].

Если не учитывать наличия меди на месторождении Маунт-Айза, появление этого нового типа свинцовых руд порождает ряд общих вопросов, на которые пока трудно дать ответ [70]. Являлось ли отделение свинца от цинка и меди следствием избирательного выноса соединений этих металлов из источника рудного вещества или результатом избирательного осаждения их в пределах рудных тел? Было ли первое появление свинцовых месторождений в среднепротерозойское время связано с изменением химических условий на поверхности Земли, например с образованием карбонатных пород, с которыми ассоциируется оруденение? Или, может быть, оно является результатом новой сегрегации вещества мантии, которая была вызвана перераспределением теплового потока? На протяжении всей последующей геологической истории свинец ассоциировался с карбонатными породами. Это имеет место на месторождениях долины Миссисипи, подобную же картину мы наблюдаем и в карбонатных породах, прорванных медно-порфировыми системами. Но свинец присутствует и в салических магматических породах, особенно содержащих калиевые полевые шпаты, и этот металл мог выноситься при их выветривании. Кстати, Энгел и др. [41] показали, что в среднепротерозойское время резко усилилась роль кварцевых монцонитов по сравнению с кварцевыми диоритами. Свинец вновь стал главным компонентом руд лишь в фанерозое, когда в пределах островных дуг широкое распространение вновь получили вулканогенные колчеданные месторождения. Любопытно, что после интенсивного накопления преимущественно свинцовых руд в среднем протерозое (1700—1500 млн. лет назад) в позднепротерозойское время этот металл играл уже в рудах более скромную роль и ассоциировался с цинком и медью. Хотя такое изменение в поведении свинца отмечено уже

давно [85], но до сих пор его причина до конца не ясна. Соблазнительной кажется возможность связать его с эволюцией химических условий на поверхности Земли, где происходило отделение, перенос и отложение этого металла. Но ведь в среднепротерозойских рифтах, где нет карбонатных пород, встречаются древние стратифицированные свинцовые месторождения, например Салливан.

В последнее время большое внимание уделяется изучению мантийных струй, или горячих точек, которые обеспечивают вынос тепловой энергии из мантии на поверхность и ответственны за образование рифтов и последующий раскол континентов. Главным образом они привлекаются для объяснения раскола Пангеи, однако Соукинс [158] недавно составил краткую сводку материалов о рифтогенезе и сопутствующих магматических и рудообразующих процессах, достигших максимального развития 1200—1000 млн. лет назад. Например, необычное медноколчеданное месторождение Дактаун в штате Теннесси, которое локализовано среди пород группы Окои, выполняющих авлакоген [144], вполне могло образоваться в результате гидротермальной деятельности в рифтовой зоне.

В меднорудном районе штата Мичиган мы встречаем классические примеры крупных месторождений, тесно ассоциирующихся с платобазальтами, излияния которых контролировались рифтовыми зонами в пределах устойчивых платформ. Таким образом, при образовании месторождения Уайт-Пайн источник меди находился от него на расстоянии всего несколько десятков миль и располагался на несколько сотен метров ниже по разрезу. Этот пример подтверждает предположение Соукинса [158], что аналогичные месторождения Медного пояса Африки также контролировались рифтовыми зонами, хотя проблема источника меди в этом районе несколько сложнее.

Действительно, образование сульфидных медных руд в сланцах и песчаниках, которые отлагались в обширных мелководных бассейнах, возможно приуроченных к рифтам, началось около 1900 млн. лет назад накоплением руд месторождения Удокан [17]. Однако большинство остальных месторождений этого типа возникли 1000 млн. лет назад, в течение именно тех 100 млн. лет, когда в Африке, Австралии и Северной Америке процессы рифтогенеза были наиболее активны. Роулендс [153] составил схему корреляции слоев, в которых залегают эти месторождения. Он основывался на наличии двух позднепротерозойских эпох оледенения и совмещении прогибов, выполненных морскими осадками, при реконструкциях положения континентов в пределах прото-Гондваны.

Все эти стратиформные медные месторождения сформировались на мелководье, в условиях аридного климата. Во всех случаях среди рудовмещающих пород встречаются залежи галита и ангидрита, глины с трещинами усыхания, скопления принесенного ветром песка и слои красноцветных пород. Бассейны осадконакопления испытывали медленное прогибание, продолжавшееся сотни миллионов лет и компенсировавшееся поступлением обломочного материала с континентов, для которых были характерны низкие формы рельефа. Выдержанность условий седиментации наряду с постепенным прогибанием дна обеспечивали благоприятные условия для накопления сульфидных руд меди и кобальта в течение всей истории существования прогибов, а не только в момент накопления меденосных пород. Поэтому более вероятной причиной строгой приуроченности руд к сравнительно маломощным стратиграфическим горизонтам является периодичность поступления меди, в то время как благоприятные для ее осаждения условия существовали постоянно. Такая периодичность может иметь причиной неравномерность развития вулканической и гидротермальной деятельности в рифтовых зонах, вблизи границ бассейнов.

Процессы гравитационного оползания и деформирования пород в конце

периода осадконакопления, видимо, являлись отличительной особенностью Медного пояса Африки, где зоны брекчий и разломы определили размещение рудных столбов на месторождениях Шинколобве и Кипуши [36]. Источник урана и цветных металлов здесь не установлен, но скорее всего рудные залежи возникли в результате переотложения рудных компонентов пластовых залежей.

Если образование таких урановых месторождений, как Шинколобве, 600—700 млн. лет назад было редкостью, то время, соответствующее среднепротерозойскому рубежу, является важным этапом образования жильных месторождений высококачественных урановых руд [149]. Однако размещение этих месторождений лишь косвенным образом зависит от тектонического фактора, поскольку при их формировании содержание свободного кислорода в атмосфере играло бóльшую роль, чем тектонические причины, обеспечивавшие вынос урана. Довольно строгая приуроченность месторождений этого типа к древним поверхностям эрозии, существовавшим 1500—1700 млн. лет назад, является самым надежным доказательством происшедшего примерно в это время резкого увеличения содержания свободного кислорода в атмосфере. После того как уран вошел в состав растворимых соединений, большая его часть была снесена в океан, и более поздние месторождения, приуроченные к зонам несогласий, оказались меньше по запасам и беднее по качеству руд.

Период от 900 до 600 млн. лет назад был не очень продуктивен с точки зрения появления новых типов месторождений. Приблизительно 600 млн. лет назад продолжительное вялое заполнение обширных мелководных и шельфовых прогибов глинами и доломитами сменилось погружением континентов, которое, возможно, было обусловлено воздыманием океанических хребтов. Началось бурное развитие живых организмов, которые стали приспосабливаться к новым изменяющимся условиям среды, вскоре став ее неотъемлемой частью. С началом таконско-каледонского орогенического цикла устанавливается фанерозойский тектонический режим с характерными для него перемещениями литосферных плит. Разнообразие рудообразующих процессов достигает в этот период беспрецедентного уровня, а их интенсивность становится максимальной к концу палеозоя.

Фанерозой (от 600 ± 100 млн. лет до настоящего времени). Большая часть минеральных месторождений фанерозойского возраста сосредоточена в крупных орогенных поясах. Кроме того, как явствует из наблюдений за современной сейсмической и вулканической активностью, месторождения мезозойского и третичного возраста и соответствующие им пояса приурочены к границам литосферных плит. Вероятно, подобным же образом дело обстояло и в конце палеозоя, если, конечно, сделать поправку на последовавшее за тем перемещение континентов и наложение более поздних этапов складчатости. Установление протерозойских зон субдукции затруднено из-за изменения длины окружности Земли и продолжительных фанерозойских эпох складчатости. Это необходимо учитывать при сопоставлении палеозойских рудных месторождений с позднепротерозойскими. О расколе протерозойского суперконтинента нам известно намного меньше, чем о подобных же, но более поздних событиях. Но именно в результате этого раскола создались условия для образования сульфидных месторождений в толщах шельфовых осадков, как это произошло, например, 1000 млн. лет назад в районе Дактауна, штат Теннесси. Некоторые из древнейших линзообразных залежей хромитовых руд и колчеданных месторождений кипрского типа, известные в каледонских складчатых поясах, образовались на разраставшихся окраинах литосферных плит при раскрытии прото-Атлантики, а затем в результате надвигания при образовании континента Лаврентия были перемещены в свою нынешнюю позицию. Наряду с вмещающими их сильно деформиро-

ванными офиолитовыми породами эти месторождения являются важным признаком появления в палеозойское время нового тектонического режима.

Об этом же свидетельствует и накопление месторождений иных классов. В позднем протерозое, т. е. менее 1800 млн. лет назад, вулканогенные колчеданные и медно-порфировые месторождения возникали редко, имели ограниченные масштабы и не образовывали значительных скоплений. Однако, начиная с таксонско-каледонской эпохи складчатости, для большинства поясов деформированных вулканогенных пород, слагающих ядерную часть фанерозойских горных систем, классические колчеданные месторождения становятся обычными. Вблизи континентальных окраин возобновилось даже образование золото-кварцевых жил, которое сопровождало процессы субдукции и связанное с ними быстрое деформирование пород при умеренных температурах. Эти месторождения локализованы среди черных сланцев, указывающих на существование восстановительных условий осадконакопления вблизи вулканических центров. В герцинское время в Европе вновь приобретают широкое развитие процессы образования месторождений урана. Возобновляется накопление железных руд, но образуются уже не железистые кварциты, а железняки типа Клинтон. Глобальное повышение уровня океана, которое имело место в начале палеозойской эры и, вероятно, было обусловлено ростом срединно-океанических хребтов, привело к возникновению в центре Северной Америки крупных морских бассейнов, где происходило накопление карбонатных пород и формировались месторождения типа долины Миссисипи. Однако наиболее значительным явлением стали месторождения цветных и драгоценных металлов, связанные с батолитами кварцевых монцонитов и гранодиоритов и субвулканическими телами. Речь идет, в частности, о медно-порфировых месторождениях — важнейших источниках руд серебра, молибдена, цветных и других металлов. Так же как и эффузивы андезит-риолитовых формаций, вмещающие вулканогенные колчеданные месторождения, кварцевые монциниты и гранодиориты являлись результатом повторной переработки пород океанической коры в зонах субдукции.

В Северной Америке в Аппалачах Гейблманом [50] установлена зональность в распределении рудных месторождений, которую с позиции тектоники плит объяснил Стронг [74]. В северных и западных районах Аппалачей медно-порфировые месторождения залегают среди пород кембрия и ордовика [83]. Оруденение локализовано в небольших телах кварцевых монцонитов, и с ним обычно не связано обширных зон серицитизации. Холлистер и др. [83] считают, что эти месторождения глубоко эродированы. Если породы здесь не находятся в опрокинутом залегании, то очень возможно, что эти исследователи правы. Отсутствие зон серицитизации также может быть результатом формирования месторождений на очень больших глубинах.

Медно-молибденовые месторождения порфирового типа вблизи озера Балхаш в Казахстане очень напоминают месторождения в Аппалачах. В этом районе Бощекульское месторождение имеет каледонский возраст, а Коунрадское — герцинский. Согласно данным Смирнова [171], они сформировались на ранних стадиях орогенических циклов, когда, по мнению Билибина [16], происходило становление натровых магматических пород. На Коунрадском месторождении, однако, установлены огромные зоны серицитизации. По-видимому, оно либо не столь сильно эродировано, как его аналоги в Аппалачах, либо рудообразующие процессы здесь протекали на меньших глубинах и с большим участием подземных вод.

На Урале медные и молибденовые месторождения порфирового типа того же возраста очень малочисленны [16], но известен целый ряд одновозрастных колчеданных залежей. Иными словами, здесь соотношение между этими двумя типами месторождений противоположно тому, которое сущест-

вует в складчатом поясе Казахстана вокруг озера Балхаш и к югу от него. Вполне вероятно, что причина такого различия кроется в своеобразии зон субдукции, которые соответствовали этим двум поясам. Такие же причины действовали и в миоцене, судя по тому, что в Японии в это время формировались колчеданные месторождения, а в юго-западной части Тихого океана — медно-порфировые.

В девонское время условия, благоприятствовавшие отложению руд цветных металлов в осадочных породах, сложились в бассейнах, отвечавших авлакогенам Джезказганскому, Раммельсберг и, возможно, Баченс и Батерст в Нью-Брансуике. Эти прогибы располагались в широтах, где происходило накопление эвапоритов, а устойчивый режим их дна допускал образование скоплений руд цветных металлов независимо от того, привносились ли они через зоны разломов или нет. Среди выполняющих эти бассейны осадочных пород, по крайней мере в Северной Америке, встречаются вулканиты среднего состава и дайки и силлы пород основного состава.

При реконструкциях Гондваны сочленение нескольких складчатых поясов Андского, Капского, Росса и Тасманского позволяет восстановить древнюю континентальную окраину, отличавшуюся большой протяженностью и сложным строением. Показателен характер размещения в этом поясе тасманских месторождений свинцово-цинковых и медных массивных и полосчатых руд. Хатчинсон [85] указал, что крупное свинцово-цинково-серебряное месторождение Каптинс-Флат располагается в вулканогенных породах верхнего силура, состав которых изменяется от андезитового до риолитового, т. е. является более кислым, чем на медно-цинковых месторождениях в районе Батерст, Новый Южный Уэльс, где оруденение локализовано в андезито-базальтах нижнего силура. Возрастание содержаний свинца в рудах месторождения Каптинс-Флат Хатчинсон относит за счет выноса этого металла из пород континентальной коры в процессе продолжительной субдукции океанической плиты под континентальную окраину.

В северных частях Квинсленда и на Тасмании с молодыми гранитами связана оловянная минерализация. В Европе оловянные и вольфрамовые месторождения приурочены к поясу герцинских гранитных интрузивов, протягивающемуся из Корнуолла до Чехии параллельно второму поясу, проходящему через Испанию [160]. Первые в геологической истории месторождения олова, молибдена и вольфрама ассоциируются именно с гранитоидами герцинского возраста. Это может быть следствием повторной переработки пород континентальной коры [201]. И в палеозойских орогенных поясах Европы, и в мезозойских поясах Малайзии и Таиланда, и в плиоценовых поясах Боливии оловянная минерализация пользуется более ограниченным распространением, чем вольфрамовая или молибденовая. Причина этого явления до конца не ясна, хотя ее связывают с неоднородностями источника гранитной магмы. Вероятно, образование последней протекало с участием пород континентальной коры, которые либо испытали субдукцию, либо погрузились в результате столкновения литосферных плит.

В конце палеозоя, в пермское время, в результате трансгрессии с севера в Европе возникли мелководные морские бассейны, где образовались крупные скопления сульфидных руд цветных металлов, локализованные в толщах осадочных пород. Цепь таких месторождений протягивается через всю Европу, от Великобритании через залежи медистых сланцев, и на востоке достигает Любина в Польше [102] и Украины. Эта эффектная группа месторождений является частью осадочной толщи, которая включает слои красноцветных пород, громадные залежи эвапоритов, но лишь небольшой горизонт черных сланцев, который является рудовмещающим и покрывает огромные площади. Источник металлов в этом случае определить нелегко [40, 146], но, судя по форме и ориентировке рудных зон, контуры бассейнов определя-

лись крупными разломами, через которые, возможно, и происходил привнос металлов.

Мезозойские орогенные пояса на омывавшихся Тетисом окраинах Пангеи накладывались на более древние каледонские и герцинские структуры, и это усложняет их изучение. Замыкание Тетиса на «восточной» границе Пангеи привело к образованию Альпийско-Гималайского складчатого пояса, протягивающегося через Средиземноморье, Кавказ, горные системы Центральной Азии, Гималаи и Восточную Индию в Индокитай [123]. Закрытие Тетиса сопровождалось расчленением Средиземноморского сегмента складчатого пояса на блоки, что еще более усложнило изучение закономерностей распределения рудных месторождений. В Альпах известны ряд тектонических покровов, которые возникли при воздымании и гравитационном сползании блоков пород по поверхности триасовых эвапоритовых пачек. Они встречаются в нижних частях разреза и при соскальзывании, без сомнения, играли роль своеобразной смазки. Восточнее, по направлению к Карпатам и Кавказу, тектонические покровы встречаются реже, но зато здесь известно больше рудных месторождений: превосходные линзовидные залежи хромитов встречаются в офиолитах Турции, крупные колчеданные месторождения — в Югославии, а серебряные — в Греции (Лариум). Там же располагаются классические медноколчеданные месторождения кипрского типа.

Гранодиориты и андезиты юрского и мелового возраста играют большую роль в геологическом строении Кавказа, а в восточных районах Турции и Иране они имеют эоценовый возраст. С интрузивными породами здесь связаны крупные медно-порфировые месторождения, подобные Сар-Чесмех. Самая западная группа медно-порфировых месторождений складчатого пояса Тетиса располагается на территории Ирана. К востоку протягивается цепочка таких же рудных районов, однако они еще слабо изучены. Насколько известно, оловянное, золотое и вольфрамовое оруденение в этих поясах связано с позднемеловыми гранитами. Минерализация того же типа прослеживается в Китае и Малайзии, где установлены многочисленные мелкие медно-порфировые месторождения.

Циркумтихоокеанское «огненное кольцо» существует с момента раскола Пангеи. Когда произошел распад этого континента и за счет Тихого океана стали раскрываться Атлантика и Индийский океан, континенты перемещались вместе с раздвигавшимися плитами, а неизбежное сокращение площади земной коры происходило в основном за счет внешних краев глыб-континентов. Зоны субдукции, обрамлявшие Тихий океан и погружавшиеся под континенты, контролировали проявления магматизма и размещение рудных месторождений разнообразных типов и размеров. Магматические процессы были особенно активны над погружавшимися плитами, где приток тепловой энергии из мантии вызывал частичное плавление слагавших их горных пород. Возникавшие при этом расплавы в силу их гравитационной неустойчивости поднимались к поверхности, используя при этом в качестве магмовыводящих каналов все возможные разломные структуры, как древние, так и более молодые, образовавшиеся при взаимодействии плит. В некоторых случаях над погружавшимися плитами в результате вихревых движений вещества мантии происходило утонение и растяжение коры, как это, вероятно, случилось в провинции Бассейнов и Хребтов в Северной Америке.

Связь металлогенических зон с конвергентными границами плит в наиболее явном виде выражена в размещении рудных месторождений в западных районах Южной Америки [139, 167] и в Японии [181, 87]. Южно-Американский пояс известен благодаря крупным медно-порфировым и ассоциирующимся с ними месторождениям, а в Японии располагаются не менее известные вулканогенные колчеданные залежи, которые связаны с островодужным вулканизмом и получили название Куроко.

Небольшие колчеданные месторождения известны и на Филиппинах, но в южной части Циркумтихоокеанского пояса, на островах юго-западной части Тихого океана, они встречаются реже и имеют меньшие размеры [28], в то время как медно-порфировые месторождения в этих районах доминируют. В Японии медных месторождений порфирового типа нет, хотя в юго-западных областях Тихого океана они формировались одновременно с японскими залежами Куроко. Возможно, это связано с тем, что в Японии медно-порфировое оруденение все еще находится на большой глубине под эрозионной поверхностью. В противном случае придется признать, что механизмы образования этих двух типов месторождений различны, хотя оба они связаны с зонами субдукции. Иными словами, закономерности распределения месторождений различных типов здесь могут оказаться такими же, как в каледонидах Урала, к которым приурочен колчеданный пояс, и Казахстана, где известны медно-порфировые месторождения. В этих двух провинциях месторождения рассматриваемых типов также имеют приблизительно одинаковый возраст и локализованы среди сходных по составу вулканогенных пород. По своему химизму вулканогенные породы, вмещающие уральские колчеданные залежи, и порфировые породы на медных месторождениях Казахстана различаются весьма незначительно. Действительно, некоторые медно-порфировые месторождения располагаются в пределах сложенных андезитами вулканических сооружений [96]. Очевидным различием является то, что медное оруденение порфирового типа формировалось в субвулканических условиях, т. е. в этом случае рудоносные магмы не достигали поверхности. По всей видимости, причиной была либо ее низкая температура и как следствие высокая вязкость, либо повышенная плотность расплава. Среди многочисленных факторов, влиявших на поведение магмы, можно назвать мощность земной коры, через которую она проникала; теплопоглощение со стороны близповерхностных пород и их поровых растворов; скорость потери магмой летучих компонентов, которая связана с ее вязкостью, и, наконец, скорость накопления магмы в глубинном очаге, которая зависит от темпов субдукции. Для Японской дуги, в частности, характерны высокие скорости субдукции, а в юго-западных районах Тихого океана, где встречаются медно-порфировые месторождения, по мнению Титли [187], субдукция замедлена.

На противоположной стороне Тихого океана, в Кордильерах Северной и Южной Америки, большинство рудных месторождений возникло, когда континенты находились на передовом краю литосферных плит и вместе с ними мигрировали в западном направлении. В позднепалеозойское и раннемезозойское время и на севере, и на юге Америки Кордильеры, вероятно, по очертаниям напоминали Японскую дугу, а конфигурацию Андского типа приобрели с конца мезозоя до середины третичного периода, причем в Южной Америке они сохраняют ее и поныне. Руиз и др. [154] обобщили материалы по геологической позиции минеральных месторождений Чили, а Силлитое [165] установил существование в этом районе длинных узких параллельных поясов месторождений различных типов, которые образуют широкую полосу, западной границей которой служит побережье. В западных предгорьях Анд известен ряд крупнейших медно-порфировых месторождений мира. Они имеют возраст от 60 до 6 млн. лет, самое древнее из них располагается на севере, а самое молодое — на юге, однако в промежутке между ними закономерности размещения разновозрастных месторождений нарушаются. Наиболее глубоко эродированным месторождением является Чукикамата, а наименее эродированным — Эль-Теньенте. Глубина эрозионного среза в данном случае соответствует относительному возрасту месторождений, а на северо-западе Аргентины месторождения палеозойского и миоценового возраста почти не различаются по степени эродированности. Общие тенденции разме-

щения оруденения в пространстве и во времени ясны, но в деталях картина усложняется.

На западе Северной Америки трудно выяснить даже общую ситуацию. В западных районах США пояс магматогенных рудных месторождений имеет ширину до 1500 км, но здесь нет такой упорядоченности в расположении разновозрастных месторождений различных типов, какая установлена в Южной Америке или даже в Канаде и на Аляске. В западных штатах США локализуются некоторые из крупнейших в мире медных и молибденовых месторождений порфирового типа, а также многочисленные скарновые залежи и вулканогенные эпитермальные месторождения драгоценных металлов, которые очень хорошо изучены. История их формирования начинается поддвиганием (и быстрым охлаждением?) части Восточно-Тихоокеанского поднятия под Северо-Американский континент. Структурная перестройка, последовавшая за этим, вероятно, обусловила необычную ширину пояса Кордильер США, но всеобъемлющей гипотезы на этот счет нет. Лоуэлл [112] сформулировал причины, по которым, с его точки зрения, гипотеза возникновения медно-порфировых месторождений в результате образования рудоносных магм при частичном плавлении пород погружающейся литосферной плиты мало применима для юго-западных районов США; многие геологи поддержали это мнение ([82, 131], Робин и Холлистер, письменное сообщение, 1980). Гилд [67], рассматривая закономерности размещения месторождений на западе США, также обратил внимание, что медно-порфировое оруденение тяготеет к древним структурам, хотя бы даже и удаленным от края плиты. Например, группа месторождений района Бингем в штате Юта (их возраст оценивается в 36—39 млн. лет) располагается на продолжении оси крупной широтной структуры Юинта, пересекающей преимущественно меридиональные складчатые пояса [20]. Само медно-порфировое месторождение Бингем является одним из крупнейших. Через несколько миллионов лет после его возникновения в докембрийских породах центральных частей штата Колорадо сформировались крупнейшие в мире молибденовые месторождения Клаймакс и Хендерсон — Юред, связанные с гранит-порфирами [200]. Руды этих месторождений содержат молибдена больше, чем меди, а во внешних их зонах встречается вольфрамовая и оловянная минерализация. Молибден концентрируется в кварцевых жилах. Порфировые породы, с которыми генетически связано оруденение, в этом случае по составу ближе к гранитам, в то время как медно-порфировые месторождения чаще всего локализованы среди примитивных островодужных диоритов. Эти содержащие молибден порфировые породы, таким образом, оказываются в химическом отношении далеки от порфировых пород, вмещающих медные залежи. Они формировались вблизи восточного края пояса деформаций (на фронте Скалистых гор), там, где земная кора была особенно мощной, и имеют возраст более молодой, чем расположенные поблизости медные месторождения. Размещение молибденсодержащих порфировых интрузивов контролировалось очень древними системами разломов, которые рассекали протерозойский фундамент и обеспечивали магме выход из глубинных магматических очагов, располагавшихся на расстоянии свыше 1000 км от края континента. Таковы были условия, в которых третья (или более чем третья) по счету переработка пород континентальной коры, наконец, привела к формированию молибденсодержащих магматических комплексов.

Важно отметить, что после этого, примерно 35 млн. лет назад, произошла вспышка магматической (главным образом вулканической) активности, распространившейся на весь район — от фронта Скалистых гор до побережья. При этом происходили трещинные излияния базальтов (некоторые из них являлись членами бимодальных серий) и накапливались мощные толщи игнимбритов андезитового состава. На это же время приходится внедрение

малых интрузивных тел и активизация гидротермальной деятельности, приведшей к образованию многочисленных месторождений драгоценных металлов, руды которых иногда отличаются высочайшими концентрациями полезных компонентов. С некоторыми гидротермальными источниками было связано ртутное оруденение. После завершения вулканизма в пределах почти всей провинции Бассейнов и Хребтов установился режим растяжения и утонения земной коры, который и сохраняется в течение последних 20 млн. лет. Оси растягивающих напряжений ориентируются в широтном направлении, а величина растяжения местами достигла уже 100% [143]. Несмотря на утонение земной коры или, может быть, даже именно по этой причине, здесь происходит воздымание, а не прогибание. Возможно, это обстоятельство, равно как и магматическая деятельность, является результатом регионального разогревания глубинных зон земной коры и мантии. Говорить об источнике тепла можно лишь предположительно (например, [159, 143]), но наиболее правдоподобной представляется его связь с надвиганием континента на океанический хребет, погружающийся в желоб. Однако подробное рассмотрение этого процесса, к счастью, не входит в задачу настоящей статьи.

Заключение и выводы

Рудообразующие процессы не оставались неизменными на протяжении всей геологической истории Земли, они развивались в соответствии с ее тектонической эволюцией и изменением химических условий, существовавших на ее поверхности. Конечно, рудные месторождения, которые доступны наблюдению, потому что выходят на современную эрозионную поверхность, в различной степени подвергались захоронению более молодыми осадками или разрушению в результате эрозии, но в конечном счете их судьба такова же, как и рудовмещающих пород. А поскольку в разных районах Земли сохранились фрагменты рудоносных вулканогенных и осадочных комплексов самого различного возраста, то, видимо, характер распределения рудных объектов во времени не столь уж зависит от избирательной их эрозии, чтобы его нельзя было использовать при расшифровке геологической истории.

За последние 3800 млн. лет трижды происходило резкое изменение характера рудообразующих процессов. Первый и третий из этих своеобразных рубежей отвечают известным преобразованиям тектонического режима Земли, имевшим место на границе архей — протерозой и протерозой — фанерозой. Второй, среднепротерозойский рубеж (1800 ± 100 млн. лет) ознаменован резким возрастанием содержания кислорода в земной атмосфере. Он имел огромное значение, поскольку большинство месторождений сформированы в зонах высоких значений термического и химического градиентов, вблизи поверхности Земли, где осуществлялось наиболее тесное взаимодействие литосферы, атмосферы и биосферы. Исключение составляло лишь оруденение, генетически связанное с основными и ультраосновными магмами, которые поступали непосредственно из мантии и не достигали области поверхностных реакций. Речь идет о хромитовых кумулятах, сульфидно-никелевых рудах и ассоциирующейся с ними платиновой минерализации, которые образовывались периодически на протяжении всей геологической истории. Однако и в этом случае совершенно ясно, что возникновение большинства сульфидных месторождений типа Камбалда в архейское время, равно как и связь линзообразных залежей руд хрома преимущественно с фанерозойскими породами, является отражением тектонической эволюции планеты.

В основании разреза архейских зеленокаменных толщ залегают лавы коматиитового состава (в них местами встречаются сульфидно-никелевые

руды), которые вверх по разрезу закономерно сменяются базальтами, а затем — более кислыми разностями вулканогенных пород. Медное, цинковое и золотое оруденение, по крайней мере в канадских зеленокаменных поясах, локализуется стратиграфически выше пачек кислых вулканитов, а возникновение его обусловлено деятельностью фумарол. Гидротермально-осадочные вулканогенные колчеданные месторождения являются результатом селективной концентрации металлов, которыми были обогащены магмы второй генерации, имевшие, вероятно, средний и кислый состав и образовавшиеся при частичном плавлении более древних пород коры. Золото отчасти накапливалось в медных и цинковых рудах, но значительно бóльшая часть его равномерно рассеивалась в зеленокаменных лавовых комплексах даже там, где колчеданное оруденение не было проявлено. Для возникновения промышленных скоплений этого металла требовалась дальнейшая концентрация его в золото-кварцевых жилах или в конгломератах, как в бассейне Витватерсранд, но первоначальным источником большей части мировых запасов золота являлись именно вулканогенные породы архея.

Железистые кварциты относятся к числу самых древних и наиболее широко распространенных типов хемогенных осадков. Темпы их накопления постепенно ускорялись в течение первой половины геологической истории Земли и стали замедляться с середины протерозоя. Этот факт, а также прекращение накопления морских золотоносных россыпей, появление многочисленных крупных месторождений сульфидных руд цветных металлов (в том числе и первых залежей руд свинца) и богатых урановых месторождений типа несогласия — все это свидетельствует о быстрых и необратимых изменениях химических условий на поверхности Земли, вызванных резким увеличением содержания кислорода в ее атмосфере.

Большинство крупных рудных месторождений протерозойского возраста имели осадочный генезис, и для образования этих аномальных концентраций металлов были необходимы специфические местные химические условия. Так, крупнейшие залежи железистых кварцитов в раннем протерозое возникали там, где в результате деятельности фотосинтезирующих бактерий в бедной кислородом газовой оболочке планеты создавались повышенные концентрации свободного кислорода. Напротив, в позднем протерозое ряд крупнейших в мире месторождений сульфидных руд цветных металлов образовался благодаря деятельности живых организмов, которые восстанавливали сульфаты, растворенные в океанических водах. Тот факт, что резкое изменение состава атмосферы в среднем протерозое совпадает по времени с завершением накопления вулканогенных колчеданных месторождений архейского типа, тоже наводит на мысль, что появление среднепротерозойского рубежа обусловлено затуханием вулканических процессов и, как следствие, сокращением выбросов в атмосферу веществ-восстановителей.

В течение более 1000 млн. лет на Земле господствовал режим образования крупных разломов и мобильных поясов, которым отвечали участки с повышенным тепловым потоком. В позднем протерозое начались первые перемещения литосферных плит, приведшие затем к формированию фанерозойских складчатых поясов с характерным для них чрезвычайно пестрым набором рудных месторождений. Возникшие в позднем протерозое условия осадконакопления сохранялись в течение фанерозоя. Но начало вулканической деятельности в пределах фанерозойских островных дуг привело к возобновлению многих рудообразующих процессов, характерных для архейской эры. Однако эти процессы протекали уже в новой обстановке, в условиях насыщенной кислородом атмосферы. Происходит, в частности, накопление черносланцевых толш, идентичных породам, вмещающим золото-кварцевые архейские жилы. Широкое распространение вновь получают вулканогенные колчеданные месторождения, хотя их масштабы значительно

меньше, чем в архее. Кое-где, например в рудах японских колчеданных месторождений Куроко, главным компонентом руд становится свинец. В фанерозойскую эру такие месторождения, по-видимому, образуются в результате повторной переработки пород океанической базальтовой коры в зонах субдукции. Интересно, что в рудах колчеданных месторождений кипрского типа практически нет цинка. При их накоплении медь, железо и сера, вероятно, выносились гидротермальными растворами из пород молодой океанической коры, а для возникновения значительных концентраций цинка необходимо, чтобы произошло частичное повторное их переплавление.

В рудах субвулканических медно-порфировых месторождений наряду с молибденом содержатся те же самые металлы (Cu, Zn, Pb, Ag и Au), что и в вулканогенных колчеданных залежах. Месторождения олова, вольфрама и молибдена были генетически связаны с кислыми расплавами, либо представлявшими собой продукт завершающих стадий дифференциации магмы, либо образовавшимися при повторном переплавлении более древних пород коры. Известны примеры оловоносных докембрийских пегматитов, но в широких масштабах оловянное оруденение впервые проявляется в связи с герцинскими гранитами, формирование которых протекало в условиях дрейфа литосферных плит, т. е. режима, характерного для палеозоя. Для селективной концентрации олова была необходима еще одна, третья по счету переработка материала континентальной коры.

Благодарности

Пол К. Симс внес много предложений, которые способствовали доработке этой статьи. Вирджиния Б. Мейер помогала в редактировании и подготовке рукописи. Я очень признателен им за эту помощь.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams S. S., Curtis H. S., Hafen P. L., Salek-Nejal Hossein*, Interpretation of postdepositional processes related to the formation and destruction of the Jackpile-Paguate uranium deposit, northwest New Mexico: Econ. Geol., v. 73, p. 1635—1654, 1978.
2. *Adler H. H.*, Concepts of uranium ore formation in reducing environments in sandstones and other sediments, in: Formation of uranium ore deposists: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 531—549, 1974.
3. *Allaart J. H.*, The pre-3760 m.y. old supracrustal rocks of the Isua area, Central West Greenland, and the associated occurrence of quartz-banded ironstone, in: B. F. Windley, ed.. The early history of the earth: London, Wiley, p. 177—189, 1976.
4. *Anderson C. A., Creasey S. C.*, Geology and ore deposits of the Jerome area, Yavapai County, Arizona: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 308, 185 p., 1958.
5. *Anderson C. A., Nash J. T.*, Geology of the massive sulfide deposits at Jerome, Arizona; a reinterpretation: Econ. Geol., v. 67, p. 845—863, 1972.
6. *Anhaeusser C. R.*, Cyclic volcanity and sedimentation in the evolutionary development of Archean greenstone belts of shield areas: Geol. Soc. Australia Spec. Pub., 3, p. 57—70, 1971.
7. *Anhaeusser C. R.*, Precambrian tectonic environments: Ann. Rev. Earth Planetary Sci., v. 3, p. 31—53, 1975.
8. *Anhaeusser C. R.*, The nature and distribution of Archean gold mineralization in southern Africa: Minerals Sci. Eng., v. 8, p. 46—84, 1976.
9. *Anhaeusser C. R.*, Archean metallogeny in southern Africa: Econ. Geol., v. 71, p. 16—43, 1976.
10. *Anhaeusser C. R.*, The relation of mineral deposits to early crustal evolution: Econ. Geol., Seventy-Fifth Anniv. Vol., p. 42—62, 1981
11. *Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. J., Viljoen R. P.*, A reappraisal of some aspects to Precambrian geology: Geol. Soc. Ameriea Bull., v. 80, p. 2175—2200, 1969.
12. *Appel P. W. V.*, Stratabound coopper sulfides in a banded iron-formation and in basaltic tuffs in the early Precembrian Isua supraerustal belt, West Greenland: Econ. Geol., v. 74, p. 45—52, 1979.

13. *Bamford R. W.*, The Mount Fubilan (Ok Tedi) porphyry copper deposit, Territory of Papua and New Guinea: Econ. Geol., v. 67, p. 1019—1033, 1972.
14. *Bardet M. G., Vachette M.*, Determinations d'âges de kimberlite de l'Ouest African, et essai d'interprétation des datations des diverses venues diamantiferes dans le monde (abs): 3rd Symposium of African Geology, Brussels-Tervuren, Soc. Geol. Belgique, 1966.
15. *Bartholomé P.*, On the diagenetic formation of ores in sedimentary beds, with special reference to the Kamoto copper deposit, Shaba, Zaire, in: Bartholomé P., ed., Gisements stratiforms et provinces cupriféres: Liége, Soc. Géol. Belgique, p. 203—214, 1974.
16. *Bilibin Y. A.*, Metallogenic provinces and metallogenic epochs, trans. Alexandrov E. A.; Queens Coll. Geol. Bull., 1, 35 p., 1968.
17. *Богданов Ю. В. и др.*, Стратифицированные месторождения меди СССР.— Л.: Недра, 1973, 312 с.
18. *Boldy J.*, Geological observations on the Delbridge massive sulfide deposit: Canadian Inst. Mining Metallury Trans., v. 71, p. 247—256, 1968.
19. *Boyle R. W.*, The geology, geochemistry, and origin of the gold deposits of the Yellowknife district: Canada Geol. Survey Mem., 310, 193 p., 1961.
20. *Bray R. E., Wilson J. C.*, eds., Guidebook to the Bingham mining district: Bingham, Utah., Soc. Econ. Geol., 156 p., 1975.
21. *Brimhall G. H., Jr.*, Early fracture-controlled disseminated mineralization at Butte, Montana: Econ. Geol., v. 72, p. 37—59, 1977.
22. *Brooks C., James D. E., Hart S. R., Hofman A. W.*, Rb-Sr mantle isochrons: Rept. Director, Carnegie Institution Washington, p. 176—207, 1978.
23. *Brown J. S.*, ed., Genesis of stratiform lead-zinc-barite fluorite deposits: Econ. Geol., Mon. 3, 443 p., 1967.
24. *Cabri L. J.*, Glossary of platinum-group minerals: Econ. Geol., v. 71, p. 1476—1480, 1976.
25. *Cameron E. N., Desborough G. A.*, Occurrence and characteristics of chromite deposits, eastern Bushveld Complex: Econ. Geol. Mon., 4, p. 23—40, 1969.
26. *Cloud P.*, Paleoecological significance of the banded iron-formation: Econ. Geol., v. 68, p. 1135—1143, 1973.
27. *Cloud P.*, Major features of crustal evolution: Geol. Soc. South Africa Trans., v. 79, annexure, 32 p., 1976.
28. *Colley H., Rice C. M.*, A Kuroko-type ore deposit in Fiji: Econ. Geol., v. 70, p. 1373—1386, 1975.
29. *Cotterill P.*, The chromite deposits of Selukwe, Rhodesia: Econ. Geol. Mon., 4, p. 154—186, 1969.
30. *Creasey S. C.*, Hydrothermal alteration, in: Titley S. R., Hicks C. L., eds., The geology of the porphyry cooper deposits, southwestern North America: Tuscon, Univ. Arizona Press., p. 51—74, 1966.
31. *Croxford N. J. W.*, Origin and significance of volcanic potash-rich rocks from Mt. Isa: Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 74, p. 34—43, 1964.
32. *Davies J. F., Luhta L. E.*, An Archean «porphyry-type» disseminated copper deposit, Timmins, Ontario: Econ. Geol., v. 73, p. 383—396, 1978.
33. *Dawson J. B.*, A review of the geology of kimberlite, in: Wyllie P. J., ed., Ultramafic and related rocks: New York, Wiley, p. 241—251, 1967.
34. *Dearnley R.*, Orogenic fold belts and a hypothesis of earth evolution: Phys. Chem. Earth, v. 7, p. 1—114, 1966.
35. *Demesmaeker G.*, La tectonique des gisements stratiformes du Roan, Katanga: in: Lombard J., Nicolini P., eds., Stratiform copper deposits in Africa, pt. 2, tectonics: Paris, Assoc. African Geol. Surveys, p. 77—115, 1963.
36. *Derriks J. J., Vaes J. F.*, Le gîte d'uranium de Shinkolobwe: United Nations, Internat. Conf. for Peaceful Uses of Nuclear Energy, Geneva, 1955, v. 6, 94 p., 1956.
37. *Derry D. R.*, Economic aspects of Archean-Proterozoic boundaries: Econ. Geol., v. 56, p. 635—647, 1961.
38. *Derry D. R.*, Ore deposition and contemporaneous surfaces: Econ. Geol., v. 68, p. 1374—1380, 1973.
39. *Domarev V. S.*, Ore-types as historical geological formations: Internat. Geol. Rev., v. 12, p. 601—609, 1970.
40. *Dunham K. C.*, Neptunist concepts in ore genesis: Econ. Geol., v. 59, p. 1—21, 1964.
41. *Engel A. E. J., Itson S. P., Engel C. G., Stickney D. M., Cray E. J., Jr.*, Crustal evolution and global tectonics: A petrogenic view: Geol. Soc. America Bull., v. 85, p. 843—858, 1974.
42. *Findlay D. J., Ayres L. D.*, Lang Lake — an early Precambrian porphyry copper-molybdenum in northwestern Ontario: Canada Geol. Survey Paper 77—1B, p. 25—28, 1977.
43. *Fischer R. P.*, Similarities, differences and some genetic problems of the Wyoming and Colorado Plateau types of uranium deposits in sandstones: Econ. Geol., v. 65, p. 778—784, 1970.
44. *Fountain R. J.*, Geological relations in the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville Island, New Guinea: Econ. Geol., v. 67, p. 1049—1064, 1972.

45. *François A.*, Cadre tectonique général, Katanga, in: Lombard J., Nicolini P., eds., Stratiform copper deposits in Africa, pt. 2, tectonics: Paris, Assoc. African Geol. Surveys, p. 52—76, 1963.
46. *François A.*, Stratigraphie, tectonique et mineralisation dans l'arc cuprifère du Shaba, in: Bartholomé P., ed., Gisements stratiforms et provinces cuprifères: Liège, Soc. Géol. Belgique, p. 79—101, 1974.
47. *Franklin J. M.*, *Kasarda J.*, *Poulsen K. H.*, Petrology and chemistry of the alteration zone of the Mattabi massive sulfide deposit: Econ. Geol., v. 70, p. 63—79, 1975.
48. *Freeze A. C.*, On the origin of the Sullivan ore body, Kimberley B. C.: Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol. 8, p. 263—294, 1966.
49. *Gaal. G.*, *Isohanni M.*, Characteristics of igneous intrusions and various wall rocks in some Precambrian porphyry copper-molybdenum deposits in Pohjanmaa, Finland: Econ. Geol., v. 74, p. 1198—1210, 1979.
50. *Gableman J. W.*, Metallotectonic zoning in the North American Appalachian region: Internat. Geol. Cong., 23rd, Prague, 1968, v. 7, p. 17—33, 1968.
51. *Garlick W.*, Problem of the granites and origin and location of the copper deposits of the Nkana concession: Rhokana Corp., Ltd., private rept. cited by Mendelsohn 1961.
52. *Garlick W.*, Structural evolution of the Copperbelt, in: Mendelsohn F., ed., Geology of the Northern Rhodesian Copperbelt: London, McDonald Press, p. 89—105, 1961.
53. *Garlick W.*, The syngenetic theory, in: Mendelsohn F., ed., Geology of the Northern Rhodesian Copper Belt: London, McDonald Press, p. 146—165, 1961.
54. *Ghisler M.*, *Windley B. F.*, The chromite deposits of the Fiskenaesset region, W. Greenland: Grønlands Geol., Undersøgelse Rap., v. 12, p. 1—39, 1967.
55. *Goldich S. S.*, Ages of Precambrian banded iron formations: Econ. Geol., v. 68, p. 1126—1134, 1973.
56. *Goodwin A. M.*, Metallogenic patterns and evolution of the Canadian Shield: Geol. Soc. Australia Spec. Pub. 3, p. 157—174, 1971.
57. *Goodwin A. M.*, Archean iron-formations and tectonic basins of the Canadian Shield: Econ. Geol., v. 68, 915—933, 1973.
58. *Goodwin A. M.*, *Ridler R. H.*, The Abitibi orogenic belt: Canada Geol. Survey Paper 70—40, 265 p., 1970.
59. *Gorman B. E.*, *Pearce T. H.*, *Birkett T. C.*, On the structure of Archean greenstone belts: Precambrian Res., v. 6, p. 23—41, 1978.
60. *Gorzhevsky D. I.*, *Kozerenko V. M.*, On the irreversible character of geological and metallogenic development of the earth's crust, cited in: Pereira J., Dixon C. J., Evolutionary trends in ore deposition: Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 74, p. 505—527, 1964.
61. *Green D. H.*, Genesis of Archean peridotite magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics: Geology, v. 3, p. 15—18, 1975.
62. *Green D. H.*, *Nicholls I. A.*, *Viljoen M.*, *Viljoen R.*, Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism: Geology, v. 3, p. 11—14, 1975.
63. *Gresens R. L.*, Evaporites as precursors of massif anorthosite: Geology, v. 6, p. 46—50, 1975.
64. *Gross G. A.*, Geology of iron deposits of Canada: Canada Geol. Survey Econ. Geology Rept., 22, 181 p., 1965.
65. *Gross S. O.*, Titaniferous ores of the Sanford Lake district, New York, in: Ridge J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933—1967, Graton-Sales vol.: New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 140—154, 1968.
66. *Guilbert J. M.*, *Lowell J. D.*, Variations in zoning patterns in porphyry copper deposits: Canadian Inst. Mining Metall. Trans., v. 77, p. 105—115, 1974.
67. *Guild P. W.*, Metallogenesis in the western United States: Geol. Soc. London Jour., v. 135, 355—376, 1978.
68. *Gustafson L. B.*, Some major factors of porphyry copper genesis: Econ. Geol., v. 73, p. 600—607, 1978.
69. *Gustafson L. B.*, *Hunt J. P.*, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Econ. Geol., v. 70, p. 857—912, 1975.
70. *Gustafson L. B.*, *Williams N.*, Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead, and zinc: Econ. Geol., Seventy-Fifth Anniv. Vol., p. 139—178, 1981.
71. *Hälbich I. W.*, Minor structures in gneiss and the origin of steep structures in the Okiep copper district, in: Verwoerd W. J., ed., Mineralization in metamorphic terranes: Geol. Soc. South Africa Spec. Pub. 4, p. 297—322, 1978.
72. *Hallbauer D. K.*, The plant origin of the Witwatersrand carbon: Minerals Sci. Eng., v. 7, p. 111—131, 1975.
73. *Hammond P.*, Allard Lake ilmenite deposits: Econ. Geol., v. 47, p. 634—649, 1952.
74. *Hanekom H. J.*, *van Staden C. M.*, *Smit P. J.*, *Pike D. R.*, The geology of the Palabora igneous complex: South Africa Dept. Mines Geol. Survey Mem., 54, 179 p., 1965.
75. *Harrison J. E.*, Precambrian belt series of northwestern United States: Its geometry, sedimentation and copper occurrences: Geol. Soc. America Bull., v. 83, p. 1215—1240. 1972.

76. *Heinrichs T. O.*, *Reimer T. O.*, A sedimentary barite deposit from the Archean Fig Tree group of the Barberton Mountain Land, South Africa: Econ. Geol., v. 72, p. 1426—1441, 1977.
77. *Heath G. R.*, Ferromanganese nodules of the deep sea Econ. Geol., Seventy-Fifth Anniv. Vol., p. 735—765, 1981.
78. *Herz N.*, Anorthosite belts, continental drift and the anorthosite event: Science, v. 164, p. 944—947, 1969.
79. *Heyl A. V.*, Some aspects of genesis of stratiform zinc-lead-barite-fluorite deposits in the United States: in: Brown J. S., ed., Genesis of stratiform lead-zinc-barite-fluorite deposits: Econ. Geol. Mon., 3, p. 20—32, 1967.
80. *Hoffman P.*, Evolution of an early Proterozoic continental margin: The Coronation geosyncline and associated aulacogens of the northwestern Canadian Shield: Roayl Soc. (London) Philos. Trans., A, v. 273, p. 574—581, 1973.
81. *Hollister V. F.*, Regional characteristics of porphyry copper deposits in South America: Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers Trans., v. 256, p. 45—53, 1974.
82. *Hollister V. F.*, Geology of the porphyry copper deposits of the Western hemisphere: New York, Soc. Mining Engineers AIME, 199 p., 1978.
83. *Hollister V. F.*, *Potter R. R.*, *Barker A. L.*, Porphyry-type deposits of the Appalachian Orogen: Econ. Geol., v. 69, p. 618—630, 1974.
84. *Hunter D. R.*, Some enigmas of the Bushveld Complex: Econ. Geol., v. 71, p. 229—248, 1976.
85. *Hutchinson R. W.*, Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance: Econ. Geol., v. 68, p. 1223—1246, 1973.
86. *Hutchinson R. W.*, *Searle D. L.*, Stratabound pyrite deposits of Cyprus and relations to other sulfide ores: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue, 3, p. 198—205, 1971,
87. *Ishihara S.*, ed., Geology of Kuroko deposits: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue 6, 435, p., 1974.
88. *Jackson E. D.*, *Thayer T. P.*, Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric, and alpine peridotite-gabbro complexes: Internat. Geol. Cong., 24th., Montreal 1972, Proc., Sec. 2, p. 289—296, 1972.
89. *Jacobsen J. B. F.*, Copper deposits in space and time: Minerals Sci. Eng., v. 7, p. 337—371, 1975.
90. *James H. L.*, Sedimentary facies of iron formations: Econ. Geol., v. 49, p. 235—293, 1954.
91. *James H. L.*, *Sims P. K.*, Precambrian iron-formations of the world: Introduction: Econ. Geol., v. 68, p. 913—914, 1973.
92. *Johnson I. R.*, *Klinger G. D.*, Broken Hill ore deposit and its environment, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, v. I, metals: Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon., 5, p. 476—491, 1975.
93. *Kamineni D. C.*, Metasedimentary cordierite-gedrite rocks of Archean age near Yellowknife, Canada: Precambrian Res., v. 9, p. 289-301, 1979.
94. *Kanehira K.*, *Tatsumi T.*, Bedded cupriferous iron sulphide deposits in Japan: A review, in: Tatsumi T., ed., Volcanism and ore genesis: Tokyo, University of Tokyo Press, p. 51—76, 1970.
95. *Keays R. R.*, *Davison R. M.*, Palladium iridium and gold in the ores and host rocks of nickel sulfide deposits in Western Australia: Econ. Geol., v. 71, p. 1214—1278, 1976.
96. *Kesler S. E.*, *Jones L. M.*, *Walker R. L.*, Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in island arc areas: Econ. Geol., v. 70, p. 515—526, 1975.
97. *Kimberley M. N.*, Paleoenvironmental classification of iron formations: Econ. Geol., v. 73, p. 215—229. 1978.
98. *King H. F.*, *O'Driscoll E. S.*, The Broken Hill lode, in: Edwards A. B., ed., Geology of Australian ore deposits: Empire Mining Metall. Cong., Australia and New Zealand, 5th., v. 1, p. 578—600, 1953.
99. *King H. F.*, Notes on ore occurrences in highly metamorphosed Precambrian rocks: Australasian Inst. Mining Metallurgy, Stillwell Ann. Vol., p. 143—167, 1968.
100. *Kirkham R. V.*, Geology of copper and molybdenum deposits: Canada Geol. Survey Paper 72-1A, p. 82—87, 1972.
101. *Knopf A.*, The Mother Lode system of California: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 157, 200 p., 1929.
102. *Konstantynowicz E.*, Genesis of Permian copper deposits in Poland: Internat. Geol. Rev., v. 15, p. 1054—1066, 1973.
103. *Krüner A.*, The Namaqua Mobile belt within the framework of Precambrian crustal evolution in Southern Africa, in: W. J. Verwoerd, ed., Mineralization in metamorphic terraines, Geol. Soc. South Africa Spec. Pub., 4, p. 181—188, 1978.
104. *Launay L. de*, Traité de Metallogenie: Cîtes Minéraux et métallifères, v. 1: Paris, 858 p., 1913.
105. *Laznicka P.*, Development of non-ferrous mineral deposits in geologic time: Canadian Jour. Earth Sci., v. 10, p. 18—25, 1973.

106. *Леонов Г. П.*, Проблема цикличности в истории Земли.— Вестник МГУ, сер. 4, № 4, 1962, 3—12 с.
107. *Lindberg P. A.*, *Jacobson H. S.*, Economic geology and field guide of the Jerome district, Arizona, in: Geology of northern Arizona with notes on archeology and paleoclimate, v. 2 (Geol. Soc. America guidebook): Flagstaff, Northern Arizona Univ., p. 794—804, 1974.
108. *Lindgren W.*, Metallogenetic epochs: Econ. Geol., v. 4, p. 409—420, 1909.
109. *Lindgren W.*, Mineral deposits, 4th ed.: New York, McGraw-Hill, p. 878-894, 1933.
110. *Lombard A. F.*, *Schreuder F. J. G.*, Distribution pattern and general geologic features of steep structures in the Okiep Copper District, in: Verwoerd W. J., ed., Mineralization in metamorphic terraines: Geol. Soc. South Africa Spec. Pub. 4, p. 269—296, 1978.
111. *Lombard Z.*, *Nicolini, P.*, eds., Stratiform copper deposits in Africa, pt. 1, sedimentology; pt. 2, tectonics: Paris, Assoc. African Geol. Surveys, 476 p., 1963.
112. *Lowell J. D.*, Regional characteristics of porphyry copper deposits of the Southwest: Econ. Geol., v. 69, p. 601—617, 1974.
113. *Lowell J. D.*, *Guilbert J. M.*, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits: Econ. Geol., v. 65, p. 373—408, 1970.
114. *Mann A. W.*, *Deutscher R. L.*, Genesis principles for the precipitation of carnotite in calcrete drainages in Western Australia: Econ. Geol., v. 73, p. 1724—1734, 1978.
115. *Margulis L.*, The classification and evolution of prokaryotes and eucaryotes, in: King R. C., ed., Handbook of genetics, v. 1: New York, Plenum Press, p. 1—41, 1974.
116. *Matsukuma T.*, *Horikoshi E.*, Kuroko deposits in Japan, a review, in: Tatsumi T., ed., Volcanism and ore genesis: Tokyo, University of Tokyo Press, p. 153—179, 1970.
117. *Mendelsohn F.*, ed., Geology of the Northern Rhodesian Copper Belt: London, McDonald, 523 p., 1961.
118. *Mendelsohn F.*, ed., Metamorphism and ore deposits, in: Mendelsohn F., ed., Geology of the Northern Rhodesian Copper Belt: London, McDonald, p. 106—145, 1961.
119. *Meyer C.*, *Hemley J. J.*, Wallrock alteration, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 166—235, 1967.
120. *Meyer C.*, *Shea E. P.*, *Goddard C. C.*, *Jr., et al.*, Ore deposits at Butte, Montana, in: Ridge J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933—1967, v. 2 (Graton-Sales vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 1373—1416, 1968.
121. *Middleton R. C.*, The geology of Prieska Copper Mines Limited: Econ. Geol., v. 71, p. 328—350, 1976.
122. *Milanovsky Y. Y.*, Rift zones of the geologic past and their associated formations: Internat. Geol. Rev., v. 18, pt. 1, p. 515—532; pt. 2, p. 619—639, 1976.
123. *Mitchell A. H. G.*, *Garson M. S.*, Mineralization at plate boundaries: Minerals Sci. Eng., v. 8, p. 129—169, 1976.
124. *Moorbath S.*, *O'Nions R. K.*, *Pankhurst R. J.*, Early Archean age for the Isua iron formation, West Greenland: Nature, v. 245, no. 5421, p. 138, 1973.
125. *Moores E. M.*, Plate tectonic significance of Alpine peridotite types: in: Tarling D. H., Runcorn S. K., eds., Implications of continental drift to the earth sciences: London, Academic Press, p. 963—975, 1973.
126. *Muratov M. V.*, Principal types of basins of ancient platforms and the problem of their origin: Internat. Geol. Rev., v. 16, p. 125—130, 1974.
127. *Naldrett A. J.*, *Hoffman E. L.*, *Green A. H.*, *Chou C.-L.*, *Naldrett S. R.*, *Alcock R. A.*, The composition of Ni-sulfide ores, with particular reference to their content of PGE and Au: Canadian Mineralogist, v. 17, p. 463—415, 1979.
128. *Naldrett A. J.*, *Cabri L. J.*, Ultramafic and related rocks: Econ. Geol., v. 71, p. 1131—1158, 1976.
129. *Naldrett A. J.*, *Turner A. R.*, The geology and petrogenesis of a greenstone belt, and related nickel sulfide mineralization at Yakabundie, Western Australia: Precambrian Res., v. 5, p. 43—103, 1977.
130. *Nesbitt R. W.*, Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: Evidence for an Archean ultramafic liquid: Geol. Soc. Australia Spec. Pub., 3, p. 331—350, 1971.
131. *Nobile J. A.*, Metal provinces and metal finding in the western United States: Mineralium Deposita, v. 9, p. 1—125, 1974.
132. *Oftedahl C.*, A theory of exhalative-sedimentary ores: Geol. Fören. Stockholm Förh., v. 80, pt. 1, No. 492, p. 1—19, 1958.
133. *Ohle E. L.*, Some considerations in determining the origin of ore deposits of the Mississippi Valley type; Part II: Econ. Geol., v. 75, p. 161—172, 1980.
134. *Oosterbosch R.*, Les minéralisations dans le systeme du Roan au Katanga, in: Lombard, J., Nicolini P., eds., Stratiform copper deposits in Africa, pt. 1, sedimentology: Paris, Assoc. African Geol. Syrveys, p. 71—137, 1963.
135. *Page N. J.*, *Rowe J. J.*, *Haffty J.*, Platinum metals in the Stillwater Complex, Montana: Econ. Geol., v. 71, p. 1352—1363, 1976.
136. *Peredery Walter V.*, Relationship of ultramafic amphibolites to metavolcanic rocks and

serpentines in the Thompson belt, Manitoba: Can. Mineralogist, a. 17, p. 187—200, 1979.
137. *Pereira J.*, *Dixon C. J.*, Evolutionary trends in ore deposition: Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 74, p. 505—527, 1965.
138. *Perry E. C.*, *Jr.*, *Monster J.*, *Reimer T.*, Sulfur isotopes in Swaziland system barites and evolution of earth's atmosphere: Science, v. 171, p. 1015—1016, 1970.
139. *Petersen U.*, Metallogenic provinces in South America: Geol. Rundshau, v. 59, p. 834—897, 1970.
140. *Pretorius D. A.*, The nature of the Witwatersrand gold-uranium deposits: Univ. Witwatersrand Econ. Geol. Res. Unit Inf. Circ. 86, 50 p., 1974.
141. *Pretorius D. A.*, Gold in the Proterozoic sediments of South Africa: Systems, paradigms, and models: Univ. Witwatersrand Econ. Geol. Res. Unit Inf. Circ., 87, 21 p., 1974.
142. *Pretorius D. A.*, Gold and uranium in quartz pebble conglomerates: Econ. Geol., Seventy-Fifth Anniv. Vol., p. 117-138, 1981.
143. *Proffett J. M.*, Cenozoic geology of the Yerington District, Nevada, and implications for the nature and origin of basin and range faulting: Geol. Soc. America Bull., v. 88, p. 247—266, 1977.
144. *Rankin D. W.*, The continental margin of the southern Appalachians: Opening and closing of the proto-Atlantic Ocean: Am. Jour. Sci., v. 275A, p. 298—336, 1975.
145. *Reed M. H.*, Calculations of hydrothermal metasomatism and ore deposition in submarine volcanic rocks, with special reference to the West Shasta District, California: Unpubl. Ph. D. thesis, Univ. California, Berkeley, 197 p., 1977.
146. *Rentzsch J.*, The Kupferschiefer in comparison with the deposits of the Zambian Copper Belt, in: Bartholomé P., ed., Gisements stratiformes et provinces cyprifères: Liège, Soc. Gèol. Belgique, p. 395—418, 1974.
147. *Roberts S. A.*, Pervasive early alteration in the Butte District, Montana: in: Miller R. M., ed., Guidebook for the Butte Field Meeting, Aug. 18—21, 1973, Soc. Econ. Geologists: Butte, Montana, Anaconda Co., p. HH—1—8, 1973.
148. *Robertson D. S.*, *Lattanzi C. R.*, Uranium deposists of Canada: Geoscience Canada, v. 1, p. 8—19, 1974.
149. *Robertson D. S.*, *Tilsley J. E.*, *Hogg G. M.*, The time-bound character of uranium deposits: Econ. Geol., v. 73, p. 1409—1419, 1978.
150. *Ronov A. B.*, Common tendencies in the chemical evolution of the earth's crust, ocean and atmosphere: Geochemistry Internat., v. 1, p. 713—737, 1964.
151. *Roscoe S. W.*, The Huronian supergroup, a Paleo-Aphebian succession showing avidence of atmospheric evolution: Geol. Assoc. Canada Spc. Paper, 12, p. 31—47, 1973.
152. *Ross J. R.*, *Hopkins G. M.*, The nickel deposits of Kambalda, Western Australia, in: Knight C. L., ed., Economic Geology of Australia and Papua — New Guinea, v. 1, metals: Melbourne, Australasian Inst. Mining Metallurgy, p. 100—121, 1975.
153. *Rowlands N. J.*, The gitology of some Adelaidian stratiform copper occurrences, in: Bartholomé P., ed., Gisements stratiforms et provinces cuprifères: Liège, Soc. Géol., Belgique, p. 419—427, 1974.
154. *Ruiz F. C.*, *Aguirre L.*, *Cowalan J.*, *Klohn C.*, *Klohn E.*, *Levi B.*, Geologia y yacimientos metaliferos de Chile: Santiago, Inst. Inv. Geol., 305 p., 1965.
155. *Rundquist D. V.*, Accumulation of metals and the evolution of the genetic types of deposits in the history of the earth: Internat. Geol. Cong., 23rd, Prague, 1968, v. 7, p. 85—97, 1968.
156. *Rye D. M.*, *Rye R. O.*, Homestake gold mine: I. Stable isotope studies: Econ. Geol., v. 69, p. 293—317, 1974.
157. *Sangster D. F.*, Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: A review: Canada Geol. Survey Paper 72—22, 44 p., 1972.
158. *Sawkins F. J.*, Metal deposits related to intracontinental hotspot and rifting environments: Jour. Geology, v. 84, p. 653—671, 1976.
159. *Scholz C. H.*, *Barazangi M.*, *Sbar M. L.*, Late Cenozoic evolution of the Great Basin, western United States as an ensialic interarc basin: Geol. Soc. America, Bull., v. 82, p. 2979—2990, 1971.
160. *Schuiling R. D.*, Tin belts on the continents around the Atlantic Ocean: Econ. Geol., v. 62, p. 540—550, 1967.
161. *Schwellnus J. S. I.*, *Hiemstra S. A.*, *Gasparrini E.*, The Merensky Reef at the Atok platinum mine and its environs: Econ. Geol., v. 72, 249—260, 1976.
162. *Sestini G.*, Sedimentology of a paleoplacer; the gold-bearing Tarkwaian of Ghana, in: Amstutz G. C., Bernard A. J., Ores in sediments: Berlin, Springer-Verlag, p 275—305, 1973.
163. *Shackleton R. M.*, Correlation of structures across Precambrian orogenic belts in Africa, in: Tarling D. H., Runcorn S. K., eds., Implications of continental drift to the earth sciences, v. 2: London, Academic Press, p. 1091—1095, 1973.
164. *Sidorenko A. W.*, *Sidorenko S. A.*, Die organische Substanz in praekambrischen sedimentaer-metamorphen Gesteinen und einige geologische Probleme: Zeitsch. Angew. Geologie, v. 19, p. 273—284, 1973.

165. *Sillitoe R. H.*, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposists: Econ. Geol., v. 67, p. 184—197, 1972.
166. *Sillitoe R. H.*, Subduction and porphyry copper deposits in southwestern North America — a reply to recent objections: Econ. Geol., v. 70, p. 1474—1477, 1975.
167. *Sillitoe R. H.*, Andean mineralization: A model for the metallogeny of convergent plate margins: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 14, p. 59—100, 1976.
168. *Sillitoe R. H.*, Permo-carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes: Econ. Geol., v. 72, p. 99—103, 1977.
169. *Sillitoe R. H., Halls C., Grant J. N.*, Porphyry tin deposits in Bolivia: Econ. Geol., v. 70, p. 913—927, 1975.
170. *Skinner B. J., Peck D. L.*, An immiscible sulfide melt from Hawaii: Econ. Geol. Mon., 4, p. 310—322, 1969.
171. *Smirnov V. I.*, Essays on metallogeny (trans. Alexandrov E. A.), Queens Coll., Geol. Bull., 4, 96 p., 1971.
172. *Soehnge P. G.*, Sedimentary ore deposits: Geol. Soc. South Africa Trans., v. 77, p. 159—168, 1974.
173. *Spence C. D., de Rosen-Spence A. F.*, The place of sulfide mineralization in the volcanic sequence at Noranda, Quebec: Econ. Geol., v. 70, p. 90—101, 1975.
174. *Stanton R. L.*, Elemental constitution of the Black Star orebodies, Mount Isa, and its interpretation: Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 72, p. 69—124, 1962.
175. *Stanton R. L.*, A preliminary account of chemical relationships between sulfide lode and «banded iron formation» at Broken Hill, New South Wales: Econ. Geol., v. 67, p. 1128—1145, 1972.
176. *Stanton R. L.*, Ore petrology: New York, McGraw-Hill, 713 p., 1972.
177. *Strakov N. M.*, Stages of development of the external geospheres and formation of sedimentary rocks in the history of the earth: Internat. Geol. Rev., v. 6, p. 1466—1482, 1964.
178. *Strong D. F.*, Plate tectonic setting of Appalachian — Caledonian mineral deposits as indicated by Newfoundland examples: Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers Trans., v. 256, p. 121—128, 1974.
179. *Sutton J.*, The extension of the geological record into the Precambrian: Geologists' Assoc. Proc., v. 78, p. 493—534, 1967.
180. *Tarney J., Dalziel I. W. D., De Wit M. J.*, Marginal basin «Rocas Verdes» complex from South Chile: A model for Archean greenstone belt formation, in: Windley B. F., ed., The early history of the earth: London, Wiley, p. 131—146, 1976.
181. *Tatsumi T.*, ed., Volcanism and ore genesis: Tokyo, Univ. Tokyo Press, 448, p., 1970.
182. *Tatsumi T., Watanabe T.*, Geological environment of formation of the Kuroko-type deposits: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue 3, p. 216—220, 1970.
183. *Thayer T. P.*, Some critical differences between alpine-type and stratiform peridotite-gabbro complexes: Internat. Geol. Cong., 21st., Copenhagen, 1960, Rept., pt. 13, p. 247—259, 1960.
184. *Thayer T. P.*, Principal features and origin of podiform chrome deposits, and some observations on the Guleman-Soridağ district, Turkey: Econ. Geol., v. 59, p. 1497—1524, 1964.
185. *Thayer T. P.*, Metallogenic contrasts in the plutonic and volcanic rocks of the ophiolite assemblage: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 14, p. 211—219, 1976.
186. *Titley S. R.*, Geological characteristics and environment of some porphyry copper occurrences in the southwest Pacific: Econ. Geol., v. 70, p. 499—514, 1975.
187. *Titley S. R.*, Copper, molybdenum and gold content of some porphyry copper systems in the southwestern and western Pacific: Econ. Geol., v. 73, p. 977—981, 1978.
188. *Titley S. R., Beane R. E.*, Porphyry copper deposits; pt. 1, Geologie setting, petrology, and tectogenesis; pt. 2, Hydrothermal alteration and mineralization: Econ. Geol., Seventy-Fifth Anniv. Vol., p. 214—269, 1981.
189. *Travis G. A., Woodall R., Bartram G. D.*, The geology of the Kalgoorlie goldfield: Geol. Soc. Australia Spec. Pub. 3, p. 175—190, 1971.
190. *Trendall A. F.*, Three great basins of Precambrian banded iron formation deposition; a systematic comparison: Geol. Soc. America Bull., v. 79, p. 1527—1544, 1968.
191. *Turneaure F. W.*, Tin deposits of Llallagua, Bolivia: Econ. Geol., v. 30, p. 170—190, 1935.
192. *Turneaure F. S.*, Metallogenic povinces and epochs, Econ. Geol., Fiftieth Anniv. Vol., p. 38—98, 1955.
193. *Tugarinov A. I.*, On the evolution of ore formation in the history of the earth: Internat. Geol., Cong., 24th, Montreal, 1972, Sec., 10, p. 264—269, 1972.
194. *Varentsov I. M.*, Sedimentary manganese ores: Amsterdam, Elsevier, 119 p., 1964.
195. *Veizer Jan*, Evolution of ores of sedimentary affiliation through geologic history, in: Wolf K. H., ed., Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, v. 3, Supergene and surficial ore deposits: Amsterdam, Elsevier, 353, p., 1976.
196. *Vermaak C. F.*, The Merensky reef — thoughts on its environment and genesis: Econ. Geol., v. 71, p. 1270—1298, 1976.

197. *Viljoen M. J.*, *Viljoen R. P.*, The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks, Geol. Soc. South Africa Spec. Pub., 2, p. 55—85, 1969.
198. *Vinogradov A. P.*, *Tugarinov A. I.*, The geological age of Precambrian rocks of the Ukrainian and Baltic shields: New York Acad. Sci. Annals, v. 91, p. 500—513, 1961.
199. *Walker R. R.*, *Matulich A.*, *Amos A. C.*, *Watkins J. J.*, *Mannard G. W.*, The geology of the Kidd Creek Mine: Econ. Geol., v. 70, p. 80—89, 1975.
200. *Wallace S. R.*, *Mackenzie W. B.*, *Blair R. G.*, *Muncaster N. K.*, Geology of the Urad and Henderson molybdenite deposits, Clear Creek County, Colorado, with a section on a comparison of these deposits with Climax, Coloardo: Econ. Geol., v. 73, p. 325—368, 1978.
201. *Watson J.*, Influence of crystal evolution on ore deposition: Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 82, sec. B, p. 107—113, 1973.
202. *Watson J.*, Mineralization in Archean provinces, in: Windley, Brian F., ed., The early history of the earth: London, Wiley, p. 443—453, 1976.
203. *Wedepohl K. H.*, «Kupferschiefer» as a prototype of syngenetic sedimentary ore deposits: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue 3, p. 268—273, 1971.
204. *White D. E.*, Environments of generation of some base metal ore deposits, Econ. Geol., v. 63, p. 301—355, 1968.
205. *Whit e W. S.*, A Paleohydrologic model for mineralization of the White Pine copper deposit, northern Michigan: Econ. Geol., v. 66, p. 1—13, 1971.
206. *Williams G. E.*, Geological evidence relating to the origin and secular rotation of the solar system: Modern Geology, v. 3, p. 165—181, 1972.
207. *Windley B. F.*, The evolving continents: London, Wiley, 385 p., 1977.
208. *Woodall R.*, *Travis G. A.*, The Kambalda nickel deposits, Western Australia: Commonwealth Mining Metall. Cong., 9th., London, 1969, Proc., v. 2, p. 517—533, 1969.
209. *Zumberge J. E.*, *Sigleo A. C.*, *Nagy B.*, Molecular and element analyses of the carbonaceous matter in the gold and uranium bearing Vaal Reef carbon seams, Witwatersrand sequence: Minerals Sci. Eng., v. 10, p. 223—246, 1978.

ГЕОЛОГИЯ И КОНЦЕПЦИИ ГЕНЕЗИСА ВАЖНЕЙШИХ ТИПОВ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Дж. Т. Нэш, Х. Грейнджер, С. С. Адамс

Краткое содержание

Урановые рудные залежи встречаются почти во всех главных типах пород земной коры, и практически во всех процессах образования магматических, метаморфических и осадочных пород происходит концентрация или рассеяние урана. Тем не менее свыше 70% надежно оцененных запасов [1] капиталистических стран приходится на долю всего лишь трех типов месторождений: докембрийских кварцевых конгломератов, протерозойских месторождений, связанных с несогласиями, и фанерозойских месторождений в песчаниках. Типичные эндогенные гидротермальные месторождения, ассоциирующиеся с плутоническими или вулканогенными комплексами изверженных пород и игравшие ведущую роль 25 лет назад, ныне содержат менее 10% известных мировых запасов.

Древнейшие из известных урановых месторождений образовались в уникальной бескислородной обстановке как россыпные залежи в конгломератах. В течение последних 2,2 млрд. лет, с появлением кислорода в атмосфере, генезис высоко- и низкотемпературных месторождений урана обусловливался главным образом тремя основными геохимическими процессами: 1) окислением урана до U(VI), высокая растворимость соединений которого способствует его переносу водными растворами чаще всего, вероятно, в форме уранил-карбонатных комплексов; 2) восстановлением урана до U(IV), главным образом углеродом и ионами S^{2-} или Fe^{2+}, что приводило к осаждению уранинита (урановой смолки) и коффинита; конкретный восстановитель в каждом случае трудно определить, так как все они проявляются в одинаковых геологических условиях; 3) магматической и метаморфической дифференциацией, приводящей к извлечению урана из кристаллической структуры большинства породообразующих минералов.

Геохимия процессов уранового рудообразования менялась во времени в связи с эволюцией форм жизни, влиявших на баланс кислорода и углерода на Земле. Эта эволюция привела к тому, что в разное геологическое время преобладали различные типы руд: 1) урановые месторождения древнее 2,8 млрд. лет неизвестны; 2) в период ~2,8—2,2 млрд. лет назад формировались первые внутрикратонные бассейны, а бескислородная атмосфера допускала накопление россыпных залежей уранинита в кварцевых конгломератах; эти месторождения содержат около 19% запасов урана капиталистических стран; 3) в интервале ~2,2—0,4 млрд. лет назад в связи с обогащением атмосферы кислородом уран окислялся и переносился в растворимых комплексах U(VI) в участки с восстановительной обстановкой, обычно приуроченные к морским осадочным породам прибрежной фации, обогащенным органическим углеродом. Диагенез, метаморфизм и приповерхностное обогащение, связанное с окислительно-восстановительными процессами, обусловили последовательное формирование месторождений несогласного, ультраметаморфического и жильного типов, на долю которых приходится более 25% запасов капиталистических стран; 4) от рубежа 0,4 млрд. лет назад до настоящего времени, после появления наземной растительности, наиболее важным рудообразующим процессом стало регулируемое окислением-восстановлением отложение урана из грунтовых вод в континентальных осадочных породах. В месторождениях типа оруденелых песчаников, характерных для этой стадии, заключено около 40% запасов капиталистических стран.

---

[1] Здесь и далее авторы пользуются термином reasonably assured resources, не уточняя его содержания. По всей видимости, речь идет о достоверных и вероятных запасах, если пользоваться ранее бытовавшей в США терминологией. — *Прим. перев.*

J. T. Nash, H. C. Granger. U.S. Geological Survey, Denver, Colorado 80225. *S. S. Adams,* 2342 Broadway, Boulder, Colorado 80302.

Введение

Открытие и изучение с применением передовых геохимических и геофизических методов многочисленных урановых провинций и условий их образования за последние 25 лет привели к обильному накоплению данных и выдвижению разнообразных генетических гипотез. В 1955 г. [212] геология урана находилась в зачаточном состоянии. Отчасти это было обусловлено тем, что считавшаяся стратегической информация только начинала быть доступной. Ныне о геологии урана известно гораздо больше, однако уровень ее описания и понимания пока еще ниже, чем для месторождений других металлов, разрабатываемых и изучаемых более века.

За истекшие 25 лет были обнаружены важные новые типы урановых месторождений (рис. 1), что привело к пересмотру оценки месторождений различных типов по содержащейся в них доле мировых запасов. В 1955 г. доминирующее положение в мировых запасах занимали докембрийские месторождения в кварцевых конгломератах и месторождения типа оруденелых песчаников. Но в настоящее время все возрастает доля разведанных богатых руд и прогнозных запасов месторождений, связанных с несогласиями, первые из которых были обнаружены только в 1968 г. К тому же в 1955 г. еще не были открыты месторождения калькретового типа, ныне известные в Западной Австралии и Намибии. Кроме того, огромное месторождение с небогатыми рудами — Россинг в Намибии представляет собой другой новый тип руд, встречающийся в ультраметаморфических породах и прежде считавшийся бесперспективным. Несмотря на то что в информации о геологии и генезисе этих новых типов месторождений пока отсутствуют некоторые важные данные, их общие особенности потребовали пересмотра

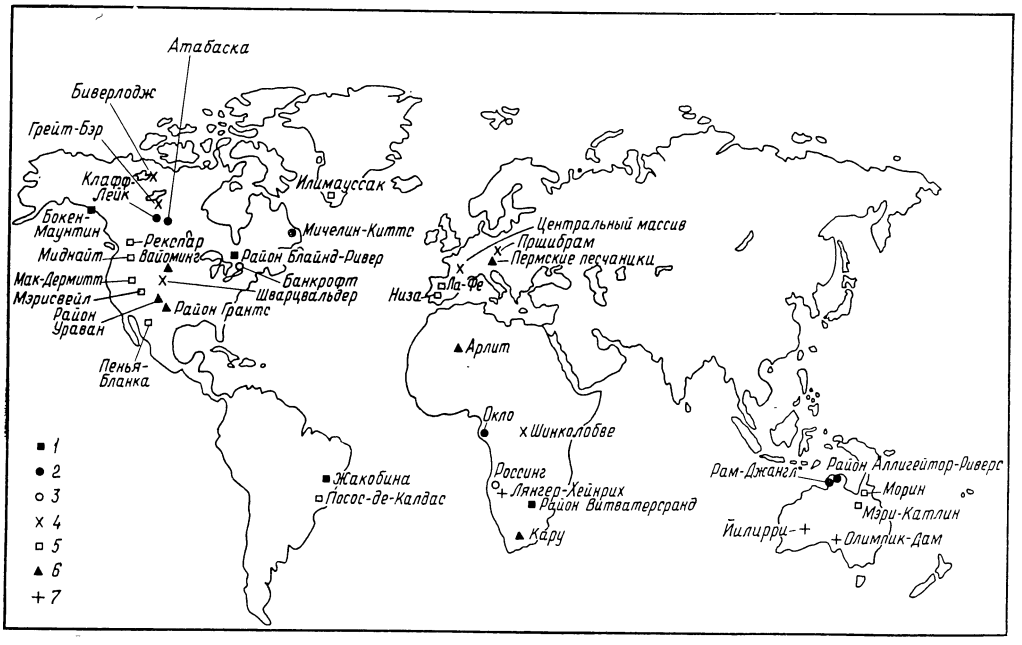


Рис. 1. Местоположение важнейших урановых месторождений и районов. Типы месторождений: *1* — конгломераты; *2* — несогласного типа; *3* — ультраметаморфические; *4* — жильные; *5* — магматогенные; *6* — типа оруденелых песчаников; *7* — прочие.

многих предшествующих представлений о генезисе промышленных урановых месторождений.

Новые генетические интерпретации позволили более эффективно разведывать месторождения урана и оценивать их запасы. Споры относительно того, формировались ли месторождения типа оруденелых песчаников при участии гидротермальных или обычных грунтовых вод, были решены в пользу последних, и ныне предметом споров, ведущихся с помощью изощренных геохимических и изотопных методов анализа, являются такие тонкие вопросы, как источник урана и механизмы его концентрации. Жильные месторождения, в которых уран ассоциируется с цветными металлами, считавшиеся главными объектами в 1955 г., ныне затмились месторождениями несогласного и ультраметаморфического типов, которые генетически коренным образом отличаются от месторождений сульфидов цветных металлов. Открытия новых месторождений совершенствуют наши представления о разнообразии условий возникновения урановых залежей, однако очевидно, что их формированием управляют известные и в общих чертах сходные процессы. Мы все больше приходим к пониманию того, что наличие урансодержащих осадочных материнских пород было непременным условием формирования большинства крупных урановых месторождений в ходе сложного многостадийного процесса. Таким образом, уран в аляскитах месторождения Россинг, в жилах среди хлоритовых сланцев под поверхностями несогласия в Австралии или в приуроченных к гранитам жильных месторождениях Франции, по всей вероятности, был извлечен из обогащенных ураном докембрийских отложений. Поскольку условия отложения урана и рудоконцентрирующие процессы весьма разнообразны, мы сможем описать лишь важнейшие типы урановых месторождений и дать интерпретацию тех процессов, которые, как нам представляется, обусловили возникновение основной доли известных запасов. Такие специальные, но все же важные вопросы, как минералогия руд, радиологическая неравновесность и изотопное датирование, в связи с ограниченным объемом статьи рассмотрены кратко.

Геохимия урана

Химические свойства урана и его соединений с большой детальностью описаны в ряде работ [212, 148, 111, 110, 53, 293, 294, 295, 265, 184 (см. также библиографию в указанных работах)]. Данный раздел представляет собой общий обзор основных проблем геохимии урана и имеет целью облегчить понимание генетической геохимии месторождений, описанных ниже. Также для упрощения некоторые концепции «нарисованы широкими мазками», а рассмотрение противоречивых данных сведено подчас к минимуму.

Неорганическая геохимия. Уран никогда не встречается в природе в виде самородного элемента, так как его реакция с водой приводит к образованию окиси и элементарного водорода. Некоторые восстановленные формы, например U (II) и U (III), могут быть получены лишь в лабораторных условиях. В естественной обстановке уран встречается лишь в более окисленных состояниях U (IV), U (V) и U (VI) [1]. Хотя Лангмюр [184] и Кала [44] подчеркивали, что U (V) может быть более важной формой, чем принято считать, геохимия урана практически полностью адекватно описывается поведением восстановленного U (IV) и окисленного U (VI).

Природный уран содержит три изотопа: ^{238}U и ^{235}U, составляющих соответственно 99,27 и 0,72% общей массы элемента, а также радиогенный

[1] Символы U(IV), U(V) и U(VI) используются, когда речь идет о состоянии окисления, а U^{4+}, U^{5+}, U^{6+} — при рассмотрении зарядов ионов.

дочерний изотоп ^{234}U, дополняющий сумму до 100%. Атомы этих изотопов имеют тяжелые ядра, а ионы — не очень большие радиусы.

Размеры ионов урана

Ион	Координационное число	Размеры, Å	Ссылки
U^{4+}	8	0,93 (радиус)	[53], с. 417
U^{5+}	6 (?)	0,87 (радиус)	[174]
U^{6+}	6	0,80 (радиус)	[128]
UO_2^{2+}		2,8·(~6,5)	[53]

Вообще лишь немногие ионы других металлов (см. ниже) сходны с рассмотренными ионами урана в отношении сочетания размеров ионных радиусов, большого положительного заряда и координационных параметров [53]. Поэтому обычно уран не в состоянии изоморфно замещать другие ионы в большинстве распространенных породообразующих и рудных минералов, а стремится к формированию собственных минералов. Все минералы урана содержат кислород [53]. Причина заключается в необыкновенно высоком сродстве ионов урана к кислороду. Даже минералы с восстановленной формой урана, как, например, уранинит, содержат кислород. В сильнокислом растворе ион U^{4+} может существовать либо в свободном состоянии, либо в комплексных ионах с фтором [184], однако при осаждении ион урана непременно соединяется с кислородсодержащим радикалом. Шестивалентный уран в природе всегда встречается в форме уранил-иона UO_2^{2+}. Это отчетливо выраженное сродство к кислороду играет доминирующую роль среди факторов, определяющих геохимические свойства урана.

Одним из наиболее значительных следствий указанного сродства урана к кислороду является тенденция урансодержащих ионов соединяться с растворенными кислородсодержащими ионами, образуя растворимые комплексы. В природных условиях при низкой температуре ион четырехвалентного урана обычно образует комплексы с гидроксилом, но окисленный уранил-ион может давать прочные комплексы с рядом анионов, которые обычно или даже широко распространены в простых поверхностных и грунтовых водах. Среди них отмечаются CO_3^{2-}, HCO_3^-, PO_4^{3-}, SiO_4^{4-} и AsO_4^{3-}. Вследствие образования этих растворимых комплексов наиболее подвижной формой во всем интервале значений pH природных растворов является шестивалентный уран.

Четырехвалентный уран. Восстановленная форма U^{4+} образует очень мало собственных минералов. Промышленную ценность из минералов урана имеют лишь уранинит (UO_{2+x}) [1], коффинит (номинально $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$), титанат урана — браннерит и гораздо реже фосфат урана — нингиоит, встречающийся в некоторых месторождениях.

Вследствие своих размеров и заряда U^{4+} может замещать другие ионы лишь в немногих минералах. К ним относятся различные сложные окислы и силикаты, которые содержат Th^{4+}, Zr^{4+} или некоторые редкие земли, например Ce^{4+}, имеющие сходные с U^{4+} заряды и радиусы. В таких минералах, как апатит и сфен, U^{4+} в ограниченной степени замещает Ca^{2+}. Таким образом, в процессе кристаллизации магмы уран накапливается в остаточ-

[1] Термин «уранинит» используется для обозначения целой группы кубических фаз состава UO_{2+x}, содержащих значительные количества UO_3, ThO_2 и редкоземельных элементов. Наиболее широко распространен настуран (pitchblende) — микрокристаллическая разновидность с содержанием <1% ThO_2 и редких земель. К другим разновидностям относятся ториевый и цериевый уранинит (см. [100, 183]).

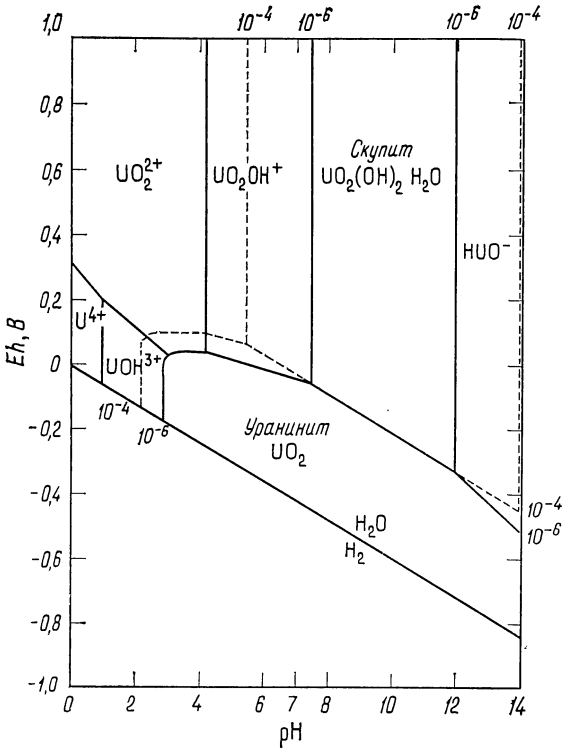


Рис. 2. Диаграмма равновесий в системе U — O_2 — H_2O при 25 °С и давлении 1 атм. Поля твердых фаз и растворенных форм нанесены как функция концентрации иона водорода и окислительного потенциала. Границы между полями твердых фаз при общей активности ионизированных форм урана, равной 10^{-6}, показаны сплошными линиями, а при общей активности 10^{-4} — пунктирными линиями [148].

ных флюидах до тех пор, пока не возникает условий для изоморфного вхождения или, наконец, для образования собственных минералов.

Многие из интересующих нас свойств урана наглядно проиллюстрированы на диаграммах Eh — pH [148, 110 и др.]. На рис. 2 показаны поля устойчивости твердых фаз уранинита и скупита, а также различных растворенных частиц при общей концентрации (фактически активности) урана в растворе 10^{-6} М. Иными словами, предполагается, что в пределах всего поля диаграммы (сплошные линии) концентрация урана в растворе составляет 10^{-6} М. На границах полей устойчивости растворенных форм концентрации компонентов равны, и уран в равной мере входит в каждый компонент. На границах между растворенной и твердой фазами общая концентрация растворенного урана составляет 10^{-6} независимо от количества присутствующей твердой фазы. Подобные диаграммы можно построить для любых других подходящих концентраций растворенного урана либо разнообразить их введением в рассматриваемую систему дополнительных компонентов, в особенности тех, которые будут образовывать комплексы с ураном или реагировать с ним иным образом. Несмотря на то что система U — O — H_2O удобна и показательна, следует отметить, что все рудообразующие растворы значительно сложнее. В природных водах постоянно присутствуют растворенные карбонаты, а также некоторые из следующих лигандов: SO_4^{2-}, PO_4^{3-}, SiO_4^{4-}, гуминовая кислота и другие, которые необходимо учитывать. В целом это означает, что при обычных концентрациях уранил-иона он в принципе может образовывать комплексные соединения с одним из перечисленных лигандов, а не с гидроксильной группой. С другой стороны, ион U^{4+}, образующий относительно прочные комплексы с гидроксильными группами, может существовать в растворе, главным образом в виде гидроксокомплексных ионов (рис. 3).

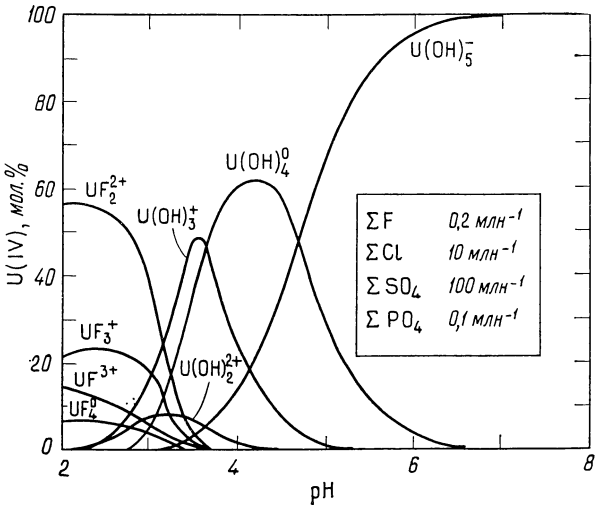


Рис. 3. Распределение комплексов урана в зависимости от pH раствора при типичных для грунтовых вод концентрациях лигандов при 25 °С [184].

Соединения четырехвалентного урана имеют ограниченную растворимость в большинстве низкотемпературных растворов. Благодаря сравнительно большому заряду U^{4+} является сильным комплексообразователем, однако из-за высокой способности к гидролизу [53] бóльшая часть других его комплексов стабильна лишь при низких значениях Eh и pH (кислотная обстановка) (рис. 3). Помимо OH^- к анионам, образующим стабильные комплексы с U^{4+} в природных условиях, относятся в первую очередь SO_4^{2-} и F^-, которые входят в небольшую группу анионов, устойчивых в сильнокислой среде. По мере роста pH увеличивается количество анионов OH^-, которые стремятся заместить указанные кислотные анионы, так что при pH ~3,5 (рис. 3) гидроксильные комплексы U^{4+} становятся преобладающими среди растворенных форм. Однако при тех же условиях, в каких существуют гидроксильные комплексы урана, устойчива твердая фаза UO_2, а поскольку она почти нерастворима [187], в растворе остается крайне мало U^{4+}.

Имеющиеся данные об устойчивости карбонатных комплексов урана представляются недостаточными. Существует много свидетельств нестабильности твердых синтетических карбонатов четырехвалентного урана. Черняев [53] приводит данные, показывающие, что некоторые карбонаты U^{4+} начинают разлагаться уже при температуре около 100 °С. Однако очень высокая концентрация карбонат-ионов должна увеличивать устойчивость как твердых соединений, так и растворенных карбонатных комплексов U^{4+}. Этот момент, возможно, играет важную роль при переносе урана гидротермальными растворами с высокой концентрацией карбонат-иона или с высоким P_{CO_2}. Тем не менее в гипергенных или близповерхностных условиях карбонатные комплексы урана почти всегда должны быть значительно менее стабильны, чем гидролизованные или гидроксильные комплексы.

Растворимость и стабильность U^{4+} в силикатных расплавах различного состава контролируются фугитивностью кислорода. Кала [44] доказал возможность высокой растворимости U^{4+} в силикатных расплавах при низких значениях f_{O_2}. Это согласуется с хорошо известной ассоциацией Th и U в изверженных породах: пока уран остается четырехвалентным, он по химизму очень похож на Th, и оба элемента имеют тенденцию накапливаться в одних и тех же минералах позднемагматической стадии. Кала [44] указывает на то, что с увеличением фугитивности кислорода доли U^{5+} и затем U^{6+} в магматическом силикатном флюиде возрастают. Таким образом, по мере возрастания фугитивности кислорода геохимические пути урана и тория

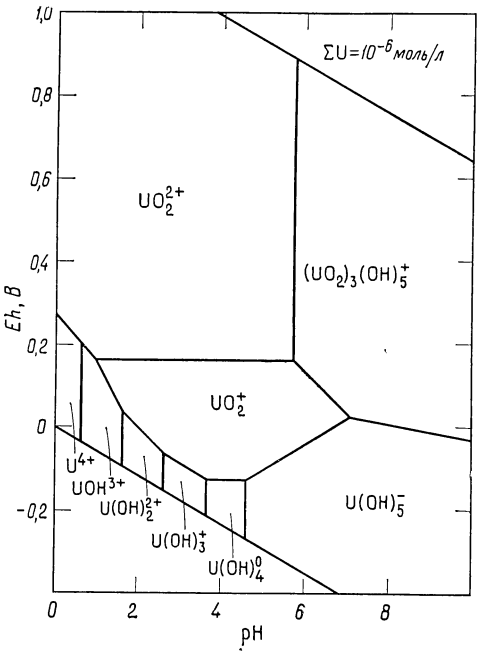


Рис. 4. Диаграмма Eh — pH, иллюстрирующая относительное значение комплексов четырех-, пяти- (в виде UO_2^+) и шестивалентного урана при 25 °С и $\Sigma U = 10^{-6}$ М [184].

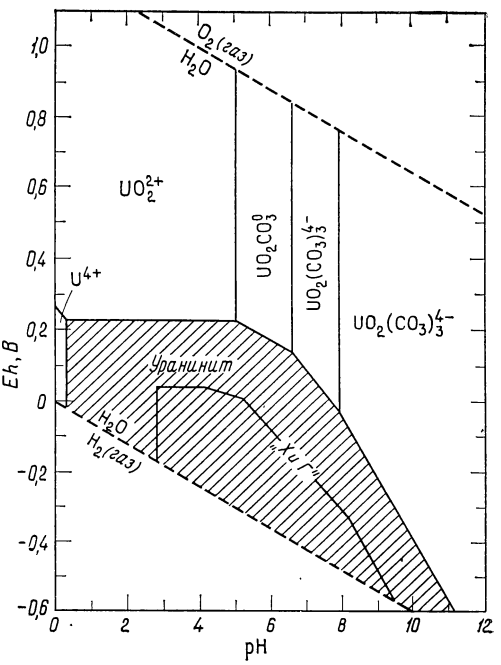


Рис. 5. Диаграмма Eh — pH для системы $U - CO_2 - O_2 - H_2O$ при 25 °С и $P_{CO_2} = 10^{-2}$ атм. Границы растворения уранинита UO_2 (к) нанесены для концентрации растворенных комплексов урана, равной 10^{-6} М (0,24 млн$^{-1}$). «X и Г» обозначает границу поля стабильности уранинита по данным Хостетлера и Гаррелса [148] (заимствовано из [184]).

должны разойтись, и они будут переноситься и отлагаться существенно различными способами.

Пятивалентный уран. Исходя из ограниченной растворимости соединений U^{4+} в большинстве природных низкотемпературных водных систем, можно предполагать, что уран должен переноситься преимущественно в виде соединений либо U^{6+}, либо U^{5+} в чистых водных растворах.

На рис. 4 показано, что U^{5+} стабилен в виде UO_2^+ в умеренно восстановительной среде при pH от ~1 до ~7. Однако эту диаграмму следует толковать с осторожностью, так как на рис. 2 и 3 видно, что в этой же области устойчив уранинит. Крайне низкая растворимость уранинита теоретически допускает существование при данных равновесных условиях лишь следов UO_2^+. Как по указанным причинам, так и потому, что такие простые чисто водные растворы вряд ли существуют, применимость рассматриваемой диаграммы к природным водным средам весьма ограниченна. Ниже показано, что довольно скромную роль U (V) играет и в магматических силикатных системах.

Шестивалентный уран. На рис. 5 показана одна из простейших водных систем, возможных в природных условиях. Диаграмма показывает, что при обычном для подземных вод давлении CO_2, равном 10^{-2} атм, в окислительных условиях преобладающей формой нахождения урана в кислой среде с pH вплоть до ~5 является уранил-ион. При значениях pH больше 5 уранил-ион образует главным образом три растворимых комплекса с карбонат-

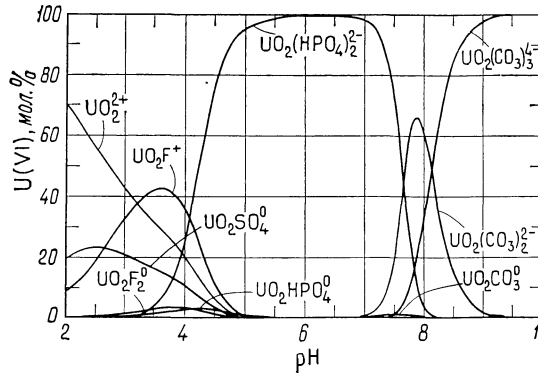


Рис. 6. Распределение уранильных комплексов в зависимости от pH раствора при типичных для некоторых грунтовых вод формации Уинд-Ривер концентрациях лигандов при 25 °C. Σ U (IV) = 10^{-8} M; P_{CO_2} = = $10^{-2,5}$ атм; Σ F = 0,3 млн$^{-1}$; Σ Cl = 10 млн$^{-1}$; Σ SO_4 = 100 млн$^{-1}$; Σ PO_4 = 0,1 млн$^{-1}$; Σ SiO_2 = = 30 млн$^{-1}$ (данные Лангмюра [184], приведенные по [333]).

ными ионами: нейтральный UO_2CO_3 и отрицательно заряженные ди- и трикарбонатные комплексы уранила, которые обычно обозначают соответственно как УДК и УТК [148].

На рис. 5 показана система U — CO_2 — O_2 — H_2O. Но даже она слишком проста и неадекватна природным водам во всем диапазоне их составов. Рис. 6 [184] показывает распределение форм существования урана, рассчитанное для растворов, близких по составу к типичным грунтовым водам эоценовой формации Уинд-Ривер Вайоминга. Хотя фторидные и сульфатные комплексы уранила могут образовываться при pH $\leqslant$ 4, эти значения pH редко встречаются в природе [15]. Лангмюр [184] пришел к выводу, что в природных водах, содержащих даже небольшие количества фосфат-иона, комплексный ион $UO_2(HPO_4)_2^{2-}$ может быть преобладающим соединением уранила в области pH от ~4 до ~7,5. При значениях pH выше 7,5 должны доминировать в основном карбонатные комплексы уранила. Поскольку арсенаты и силикаты уранила являются весьма обычными минералами, представляется вероятным, что $HAsO_4^{2-}$ и SiO_3^{2-} при достаточных концентрациях [184, 358] могут образовывать комплексы с ионами уранила в условиях, сходных с условиями образования фосфатных и карбонатных комплексов, показанных на рис. 6.

В присутствии таких ионов металлов, как Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cu^{2+} и Fe^{2+}, растворимость комплексов уранила уменьшается и возникают предпосылки для образования ураниловых минералов (сложных солей уранила). Некоторые из этих минералов почти нерастворимы, тогда как другие настолько легко переходят в раствор, что их редко можно обнаружить там, где имело место даже слабое выщелачивание. Поведение этих минералов в естественной обстановке можно выразить в виде обобщенного ряда падения растворимости: карбонаты > сульфаты > фосфаты и арсенаты > силикаты > ванадаты. Кроме выпадения в виде собственных минеральных фаз ионы уранила могут быть удалены из сильно разбавленных растворов путем сорбции или соосаждения с силикатными гелями, глинами, цеолитами, а также гидроокислами и оксигидроокислами железа. Весьма обычными являются урансодержащие опал, халцедон и лимониты, однако содержание урана в них не превышает в основном нескольких сотых долей процента [200, 313, 365, 22, 74, 337]. Желтовато-зеленая флюоресценция многих опалов и халцедонов объясняется обычно присутствием в них уранила. Цеолиты и глины с промышленными содержаниями урана описаны в месторождениях Японии, однако для других регионов они, по-видимому, нетипичны [162, 163].

Весьма эффективным концентратором уранил-иона является гидроокись титана. Как показано в работе Девиса и др. [67], искусственные гели TiO_2 могут путем адсорбции экстрагировать уран из морской воды. При этом

предельная концентрация урана в них достигает 268 млн$^{-1}$. Королев и Румянцева [179] путем добавления гидроокислов аммония к растворам урана и титана в соляной кислоте добились практически количественного соосаждения гидроокисей титана и урана. Когда атомные отношения соосажденных урана и титана составляли 1 : 2, рентгенограмма выпавшего геля, после его высушивания и прокаливания при температурах до 800—900° С в восстановительной среде, отвечала чистому браннериту UTi_2O_6. При иных соотношениях урана и титана в геле дифракционная картина образовавшихся продуктов также соответствовала браннериту, но осложнялась рефлексами, характерными для UO_2 или TiO_2 (в зависимости от того, какой элемент был в избытке). Браннерит может образоваться в результате различных геологических процессов, но существует мнение, что одна из его разностей может формироваться за счет восстановления урансодержащей фазы TiO_2, возникшей при разложении минералов, подобных ильмениту, в урансодержащем растворе с высоким потенциалом кислорода [86].

Поведение комплексов уранил-иона при повышенных температурах изучено недостаточно полно [265]. Имеются данные о том, что при повышении температуры карбонатные комплексы уранила теряют устойчивость [265, 257, 232]. Это приводит к изменению соотношения в растворе в пользу гидроксильных комплексов либо к выпадению карбонатных соединений уранила или уранатов. Несмотря на неоднозначность экспериментальных данных, похоже, что в кислых и щелочных условиях растворимость уранил-иона в карбонатных растворах падает с повышением температуры выше 100 или 200° С соответственно [257]. Однако значительная растворимость уранил-иона может сохраняться даже при более высоких температурах, если при этом повышается P_{CO_2} или содержание карбоната в растворе [257, 296, 265]. По мере падения устойчивости карбонатных комплексов с увеличением температуры относительная роль фторидных и сульфатных комплексов уранила может возрастать, но это предположение требует проверки.

Вероятно, в большинстве природных силикатных расплавов поддерживаются довольно низкие значения Eh, препятствующие образованию уранила и его соединений. Эта обстановка сохраняется вплоть до постмагматической стадии или до тех пор, пока внедрение интрузии в сильно окисленные породы или ее контакт с атмосферой не вызовут возрастания фугитивности кислорода. По данным Кала [44], присутствие уранил-ионов обнаруживается в соответствующих магматическим силикатным расплавам закаленных стеклах, имеющих довольно низкие Eh — на уровне, задаваемом буфером Ni/NiO. В умеренно окислительных условиях значительная часть урана растворена в магматическом силикатном расплаве в форме соединений U (V). Это утверждение подкрепляется, по-видимому, исследованиями Ванса и Маккея [336], обнаружившими U (V) в цирконах. Кала [44], однако, утверждает, что «в ходе постмагматических гидротермальных процессов U (V) диспропорционирует, приводя к раннему выпадению минералов, содержащих U (IV), и к возможной миграции уранил-ионов». Часть урана легко выщелачивается из некоторых изверженных пород, и поэтому предполагалось, что он локализуется по границам зерен и в микротрещинах породы [151, 185, 317]. Считалось, что этот уран частично или в значительной степени связан в виде соединений U (VI), возникших на поздних стадиях процесса, однако результаты последующих работ [318] показывают, что этот уран может входить в состав мельчайших зерен акцессорных минералов, не обнаруженных прежними исследователями.

Восстановление урана неорганическими веществами. В большинстве важных в промышленном отношении месторождений мира уран присутствует главным образом в восстановленном состоянии U (IV). Поскольку соединения U (IV) обычно менее растворимы, чем соединения U^{r}_{A}(VI), процесс

накопления урана в этих месторождениях связывается, как правило, с восстановлением U (VI) и последующим осаждением. В природных условиях восстановление подобного типа может осуществляться ограниченным рядом веществ, включая железо, серу и органические соединения. Способностью к восстановлению урана могут также обладать некоторые другие соединения и элементы, например H_2, Se^{2-}, V^{3+}, но они, по-видимому, нетипичны для большинства геохимических обстановок. Восстановленные формы серы часто встречаются во многих природных водах, где они могут образоваться за счет восстановления сульфатов гетеротрофными бактериями [158, 255] или при неполном окислении сульфидных минералов [122]. Они обычны также для природных сернистых газов [116, 117], где возникают либо в связи с деятельностью бактерий, либо в результате термического распада содержащих серу органических соединений. Гидротермальные магматические флюиды тоже часто содержат H_2S и другие восстановленные формы серы [22, 39].

При низких температурах восстановление ионов уранила закисью железа, по всей видимости, замедляется, но в высокотемпературных условиях этот процесс может быть весьма продуктивным. Если в низкотемпературных месторождениях минералы восстановленной формы урана встречаются редко, а то и вовсе не встречаются в парагенезисе с окислами и оксигидратами железа, то для месторождений жильного типа, образовавшихся, по общему признанию, при повышенных температурах, ассоциация уранинита и гематита весьма обычна (см. [167], а также [61, 265, 340]). Несмотря на столь тесную ассоциацию уранинита (и/или коффинита) с гематитом в этих месторождениях, имеющиеся доказательства непосредственного участия закисного железа в процессе восстановления урана представляются неубедительными. Рафальский [257] тем не менее показал, что нагревание растворов сульфата уранила, содержащих закисное железо, до температур выше 100° С приводит к образованию двуокиси урана и гематита. Для этой реакции, по его данным, благоприятны избыток Fe (II), высокая температура и время.

Результаты некоторых исследований газово-жидких включений применительно к урановым месторождениям (см. [265, 61, 189]) позволяют предполагать, что во флюидах продуктивных стадий концентрация CO_2 составляет, как правило, более одного мольного процента. Рич и др. [265], анализируя влияние потери CO_2 на минералообразующие растворы, содержащие U (VI), констатировали отсутствие однозначных свидетельств в пользу того, что именно такая потеря сдвигает равновесия в гидротермальных растворах в сторону осаждения настурана. Возможность существования карбонатных комплексов U (IV) при столь высоких парциальных давлениях CO_2, насколько известно, еще не исследовалась.

Органическая геохимия. Хорошо известна тесная связь урана с определенными видами органического вещества. В состав всех природных органических соединений, к которым тяготеет уран, входят кислородсодержащие радикалы. В этом отношении неорганические и органические комплексы урана весьма сходны: координационно ионы урана и уранил-ионы в различных лигандах всегда связаны с атомами кислорода.

Хотя некоторые частично окисленные битумы содержат уран [131], рядом исследователей [152, 177, 129] установлено, что сродство урана к большинству таких мало или совсем не окисленных углеводородов, как нефть и ее продукты, выражено слабо. Вследствие незначительного количества или полного отсутствия кислородсодержащих функциональных групп, способных служить мостиками между ураном и органическими молекулами, обычные углеводороды не в состоянии образовывать связи с ураном. С другой стороны, органическое вещество разлагающихся растительных остатков имеет много кислородсодержащих функциональных групп, в частности

карбоксильную (—COOH), карбонильную (—COO) и гидроксильную (—OH). При образовании комплексов с ураном позиции кислорода в таких группах можно считать функционально подобными позициям кислорода неорганических лигандов — карбонат-иона, фосфат-иона и гидроксил-иона.

Механизмы, приводящие к возникновению урановых комплексов и объясняющие фиксацию урана как растворенными компонентами, так и твердыми фазами, представляют собой образование хелатов, ионный обмен, химическую адсорбцию и пр. Эти термины применительно к органической геохимии урана использовались в различных комбинациях многими авторами. В данной работе понятие «комплексообразование» применяется по отношению ко всем типам связей урана с кислородсодержащими радикалами органических веществ. Этим упрощением подчеркивается, что химические свойства урана как в неорганических, так и в органических веществах имеют значительно больше сходства, чем можно было бы ожидать, и что уран может переноситься в виде органических или неорганических комплексов в зависимости от присутствующих в растворе лигандов. Особое значение приписывалось образованию в природных процессах хелатных соединений урана с азотсодержащими радикалами [294], но последние, по-видимому, играют в общем менее значительную роль, чем кислородсодержащие радикалы.

Детальное обсуждение структуры и генезиса различных органических веществ выходит за рамки данной статьи. Всестороннее рассмотрение этих вопросов содержится в работах Шмидт-Коллеруса [293—295]. Существенный вклад в разработку их внесли и многие другие исследователи [36, 322—324, 208, 157]. Здесь будет достаточно краткого обзора имеющихся данных.

Из органических веществ наибольшим сродством к урану обладают, по-видимому, гуминовые соединения. Они являются производными или слагаемыми гумуса — темного вещества переменного состава, возникающего в результате частичного разложения растительного или животного материала и входящего в почву в качестве органического компонента. Таким образом, почва представляет собой главный источник гуминового материала, который довольно обилен также в торфах, лигнитах, углях, богатых органикой болотных, озерных и по крайней мере некоторых морских отложениях. Гуминовый материал содержит огромное количество органических соединений, но, как было установлено, ни одно из них в подвергавшихся анализу веществах не играет ведущей роли. Гуминовый материал — это масса, состоящая из громадного количества органических веществ, которые большей частью не поддаются расшифровке.

Группы гуминовых и фульвокислот выделяются при анализе довольно легко, так как представляют собой экстрагируемую водой часть гуминового материала. При этом гуминовые кислоты входят в такую фракцию, которая растворяется в щелочной среде и осаждается в кислой, а фульвокислоты — во фракцию, которая хорошо растворима во всем диапазоне значений pH.

Гуматы — это соли или эфиры гуминовых кислот. Они образуют твердые фазы при осаждении гуминовых кислот ионами металлов. Максимальной активностью при формировании гуматных осадков обладают катионы с наибольшим положительным зарядом. Таким образом, гуматы Al, Ca, Mg и т. д. будут осаждаться при более высоких значениях pH, чем аналогичные соединения Na^+, K^+ и H^+. Кислотные условия в силу повышенной концентрации ионов H^+ интенсифицируют этот процесс.

Гумины — ингредиенты гумуса, не экстрагирующиеся из него при обработке щелочами. Они представляют собой органический остаток после экстракции гуминовых и фульвокислот. Почти аналогичным понятием, используемым для обозначения нерастворимых органических веществ, содержащихся в породах, является «кероген».

Фульвокислоты имеют существенно более низкий по сравнению с гуми-

новыми молекулярный вес. Среди специалистов нет полного согласия в отношении этих веществ, однако молекулярные веса фульвокислот колеблются, вероятно, от сотен до первых тысяч, а гуминовых — от тысяч до десятков тысяч единиц. Некоторые исследователи полагают, что со временем фульвокислоты самопроизвольно полимеризуются и становятся неотличимы от гуминовых и что последние в свою очередь, подвергаясь сходным изменениям, переходят в нерастворимое состояние (кероген).

Хотя в гуминовых кислотах и фульвокислотах можно выделить относительно простые молекулы, как правило, они состоят из ароматических кольцевых структур с присоединенными алифатическими цепями. Как для фульвокислот, так и для гуминовых характерны разнообразные кислородсодержащие функциональные группы: — COOH, —COO, —OH, присоединенные к крупным органическим молекулам [156].

Признаваемое всеми сродство урана к твердым органическим веществам представляет одну из более всего изучавшихся, хотя и не окончательно понятных черт геохимии урана. Возможная причина кроется в том, что состав этих органических веществ не отвечает строгим стехиометрическим формулам и они содержат широкий спектр, как правило, полимеризованных молекул с большими колебаниями соотношений С—Н—О, молекулярных весов, функциональных групп и т. д. Другая причина неясности заключается в трудности отличать в природных процессах прямые связи от косвенных. К примеру, бактерии могут использовать органический материал в качестве энергетического источника и при этом восстанавливать сульфат-ион до H_2S, который в свою очередь в состоянии восстанавливать соединения уранила. Таким образом, при совместном нахождении коффинита, органического вещества и пирита нет уверенности, что именно органическое вещество играло ведущую роль в восстановлении урана.

В растворах, содержащих органические кислоты, U^{4+} может, вероятно, образовывать комплексы с фульвокислотами и мигрировать, особенно в кислых восстановительных условиях. Синтетические оксалатные комплексы и соединения U^{4+} хорошо известны химикам [153] так же, как и смешанные комплексы, содержащие помимо оксалат-ионов и другие, например карбонатные и сульфатные, лиганды. Это позволяет предположить, что оксалаты или иные радикалы с оксалатной структурой, содержащиеся в природных органических кислотах, также могут образовывать комплексы с U^{4+}. Связи ионов U^{4+} с природными органическими кислотами исследованы далеко не полностью. Одна из работ, посвященных этому вопросу, недавно опубликована Ли с соавторами [193]. В ней показано, что U (IV) может образовывать комплексы как с гуминовыми, так и с фульвокислотами, если его концентрация низка (50 млрд$^{-1}$), а pH > 2.

Сродство уранил-иона ко многим органическим веществам установлено достаточно надежно [208, 324, 36, 293—295, 37, 190]. Более всего внимание исследователей привлекали твердые урансодержащие органические вещества, однако растворенные органические вещества также могут присоединять уранил-ион, увеличивая его подвижность. Способность гуминовых веществ как к переносу, так и к связыванию урана исследовалась многими [322, 324, 209, 283, 222, 293, 295, 74, 32 и др.]. Уокер и Левенталь (статья в печати) показали, что почти во всем диапазоне значений pH при низких концентрациях уранил-иона образуются его комплексы с фульвокислотами. Исследования Рожковой, Манской, Дроздовой и др. [283, 208, 209] обнаружили, что при несколько более высоких концентрациях урана (1000 млн$^{-1}$), в интервале значений pH от 5,0 до 7,5, из растворов сульфата и карбоната уранила могут выпадать ураниловые гуматы и фульваты. При значениях pH вне указанных пределов уран стремится снова перейти в раствор. Аналогичным образом в данных интервалах кислотности ведут себя фульватные радикалы комплек-

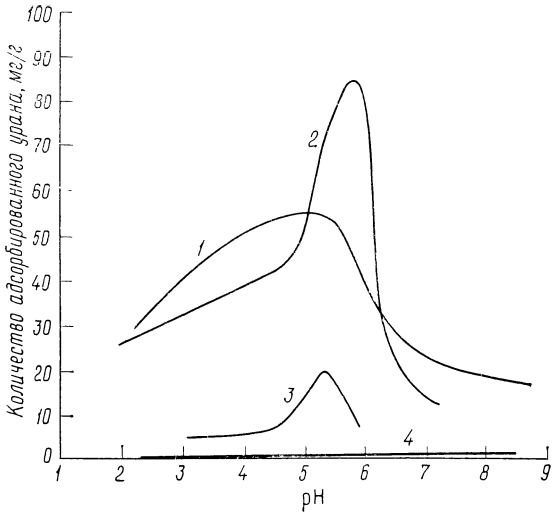


Рис. 7. Сорбция урана различными органическими веществами из растворов, буферированных карбонатом натрия (концентрации не указаны). *1* — лигнит; *2* — лигнит без гуминовой кислоты; *3* — гуминовая кислота; *4* — коксующийся уголь ([283] с изменениями).

сов уранила, но ураниловые гуматы при pH 5,0 не растворяются вновь, даже если сам уран переходит в раствор. Не всегда ясно, какие (органические или неорганические) комплексы урана переходят в раствор, однако очевидно, что растворенные органические лиганды обычно конкурируют с неорганическими при образовании в растворе комплексов с уранил-ионом.

Таким образом, можно прийти к выводу, что, хотя малые концентрации урана (примерно < 100 млн$^{-1}$) могут находиться в растворе в присутствии гуминовых и фульвокислот, при более высоких концентрациях урана (порядка 1000 млн$^{-1}$) в нейтральной или слабокислой среде происходит осаждение гуматов и фульватов уранила.

Гумины и другие практически нерастворимые органические вещества типа торфа и лигнита могут служить очень эффективными концентраторами уранил-ионов. Мур [222] обнаружил, что торф, лигнит и слабобитуминозный уголь в состоянии поглощать более 98% урана из сульфатных растворов уранила, содержащих 20 млн$^{-1}$ U, причем зависимость этого процесса от pH раствора выражена очень слабо. Эксперименты Рожковой и др. [283] с использованием лигнитов и коксующегося угля наряду с гуминовой кислотой показали, что адсорбционный максимум этих веществ также находится в интервале значений pH от 5,0 до 7,5 (рис. 7). Шалаи [322—324] в качестве меры эффективности экстракции урана из раствора органическими веществами предлагает геохимический коэффициент обогащения (ГКО):

$$\text{ГКО} = \frac{\text{конц. } UO_2^{2+} \text{ в торфе}}{\text{конц. } UO_2^{2+} \text{ в воде}}$$

Его исследования (рис. 8) показывают, что для сильно разбавленных растворов ГКО составляет около 10 000 при pH 5. При концентрации U около 200 млн$^{-1}$ и более торф и лигниты в конце концов насыщаются ураном, но не раньше, чем его содержание достигнет нескольких процентов. При pH 3 уровень насыщения ураном этих веществ несколько ниже, а при pH < 3 он либо очень мал, либо обогащения органических веществ ураном не происходит вовсе (см. также [74]).

Многие распространенные в природе неорганические лиганды, образующие комплексы с ураном, обладают хорошей растворимостью, следовательно,

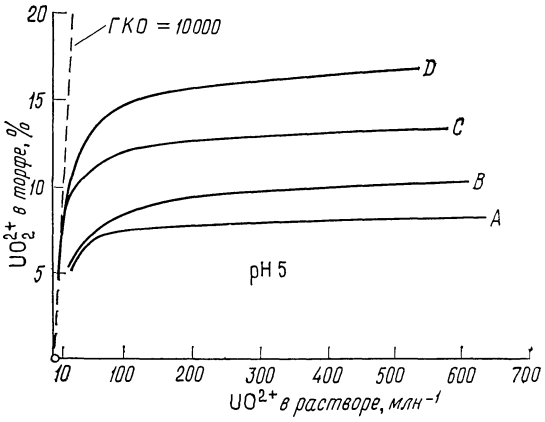


Рис. 8. Изотермы сорбции ионов $(UO_2)^{2+}$ различными препаратами гуминовых кислот при pH 5. Ордината — равновесная концентрация $(UO_2)^{2+}$ в твердой фазе; абсцисса — равновесная концентрация $(UO_2)^{2+}$ в воде. (A) — плиоценовый лигнит (B, C, D) — голоценовый фрагмитовый торф; ГКО — геохимический коэффициент обогащения ([324] с изменениями).

при низких концентрациях этих лигандов, свойственных природным растворам, будут растворимыми также и соответствующие комплексы уранила. С другой стороны, растворимость органических лигандов меняется от высокой (фульвокислоты) до ограниченной (гуминовые кислоты) и практически нулевой (гумины). Эта закономерность отражается также на растворимости органических комплексов уранила, среди которых имеются соединения различной степени подвижности и практически нерастворимые вещества. Свойство лигандов труднорастворимых органических веществ закомплексовывать уран приводит к отчетливой и широко проявленной связи урановых месторождений с породами, обогащенными органическим веществом.

Восстановление урана органическими веществами. Гаррелс и Поммер [112] затронули вопрос о восстановительной емкости древесины, лигнита и гуминовой кислоты по отношению к урановым и другим минералам, развитым в урановых месторождениях плато Колорадо. Некоторые другие исследователи [209, 208, 324, 36, 294, 295], изучая сродство гуминовых веществ к урану, отмечали, что уран в ассоциации с ними обычно со временем подвергается восстановлению. Шмидт-Коллерус [294] наблюдал некоторое восстановление уранил-ионов торфом, заметно ускорявшееся в присутствии H_2S. Следовательно, нет уверенности в том, что именно восстановление урана является главной причиной его концентрации на этом веществе при низких температурах. Представляется более вероятным, что органическое вещество сначала просто фиксирует уранил-ион, а затем происходит восстановление последнего. Коченов и др. [176] показали, что «в окислительных условиях адсобрция урана торфом первоначально является обратимой. Собственно связывание урана... отчасти должно определяться... восстановлением».

Согласно термодинамическим расчетам, углеводороды также должны эффективно восстанавливать уран. Правда, эксперименты по восстановлению уранил-иона метаном при низких температурах ($< 200°C$) оказались неудачными ([306]; Голдхабер и Левенталь, устное сообщение, 1978), но исследователи едины в мнении, что реакция будет идти при высоких температурах или при достаточной продолжительности опыта.

Некоторые флюидные включения в минералах (главным образом в кварце) гидротермальных урановых месторождений в дополнение к количественно резко преобладающему CO_2 содержат значительные количества таких углеводородов, как CH_4, C_2H_2 и C_3H_8 [61]. При температурах, соответствующих образованию этих включений, восстановление урана указанными углеводо-

родами представляется возможным [189]. Однако, вероятно, из-за обилия сульфидных минералов на рассматриваемых месторождениях роль восстановителя чаще всего приписывается сероводороду [61, 189, 265].

Коченову и др. [177] удалось получить мельчайшие кристаллы уранинита на поверхности бурого угля даже в условиях равновесия с атмосферой из раствора нитрата уранила, в котором проводился опыт. Исследователи считают, что «осаждение кристаллической окиси урана... объясняется адсорбцией урана и последующим его восстановлением». В сходных экспериментах им не удалось осадить уран на асфальтите, хотя теоретически восстановительная емкость асфальтита так же велика, как у угля. Асфальтит — углеводород, содержащий, вероятно, недостаточно кислородных функциональных групп, с помощью которых он может образовывать комплексы или сорбировать уранил-ионы. На основе этих и других экспериментов, в которых как восстановитель использовался H_2S, авторы пришли к заключению, что уран не может осаждаться одним сероводородом из растворов, содержащих менее 100 млрд$^{-1}$ урана. Однако если среда существенно обогащена и гуминовым веществом и сероводородом, уран будет сначала концентрироваться путем адсорбции на органическом веществе, а затем восстанавливаться под суммарным воздействием H_2S и органического вещества [8]. В лабораторных условиях равновесная концентрация урана в остаточном растворе составляет 0,1 — 10 млрд$^{-1}$ [177].

Распространенность и распределение урана

Значительный прогресс химической, изотопной и геофизической технологии обусловил громадный рост количества и качества данных о распространенности и распределении урана. Распространенность урана в породах и минералах (табл. 1) рассматривается в нескольких публикациях [2, 276, 334]. Содержание урана, как правило, в результате магматической дифференциации возрастает в лейкократовых щелочных породах; увеличивается оно также и в осадочных породах, обогащенных органическим веществом и тяжелыми минералами, но практически не обнаруживает зависимости от степени метаморфизма, за исключением гранулитовой фации, породы которой обеднены ураном [140, 75].

Знание особенностей распространения урана оказывается важным для столь различных направлений, как изучение теплового потока, петрология и тектоника плит, т. е. для тех областей геологии, где необходимо понимание причин теплогенерации. Поэтому в указанных областях исследований имеется огромное количество новых данных и представлений о распределении урана в настоящем и прошлом. Физические и химические модели Земли [113, 205, 6, 267] приводят к единому выводу: для генерации теплового потока, не превышающего уровня плавления пород, концентрация урана в мантии должна быть очень низкой (около 0,03 млн.$^{-1}$). Примерное равенство теплового потока над континентальной и океанической корой [184] заставляет предполагать некоторую обогащенность ураном мантии под океанами, так как континентальная кора содержит больше урана, чем океаническая. В верхней оболочке Земли мощностью около 400 км должно быть сосредоточено около 80% урана. Поскольку количества основных теплогенерирующих радиоактивных изотопов ^{238}U, ^{235}U и ^{40}K экспоненциально уменьшаются со временем, выделение тепла в прошлом, очевидно, было значительно интенсивнее, чем сейчас, что крайне важно для решения петрологических и тектонических проблем (см., например, [320, 352, 101, 326]).

Таблица 1. **Содержание урана в наиболее распространенных породах и водах** [1]

Породы и воды	Интервал содержаний, млн$^{-1}$	Среднее содержание, млн$^{-1}$
Континентальная кора		2,8
Изверженные породы		
Ультрамафиты	0,001—0,03	0,01
Мафические, базальтовые	0,1—1	0,75
Среднего состава, андезитовые	1—6	2
Граниты кремнекислые	2—15	4
Сиениты	0,1—20	4
Осадочные породы		
Красные и зеленые глины	1—5	3
Черные глины	5—80	10
Песчаники	0,5—4	1
Карбонаты	0,1—9	2
Эвапориты	0,1—0,2	0,1
Метаморфические породы [2]		
Зеленосланцевая фация	0,1—4	
Амфиболитовая фация	0,1—4	
Гранулитовая фация	0,05—0,5	
Морская вода	0,0003—0,004	0,003
Грунтовые воды	0,0001—0,040	0,002

[1] Источники [2, 334, 276, 140, 75]; подробности см. в этих работах.
[2] Содержание урана близко к его содержанию в протолите; исключение представляет гранулитовая ступень, где происходит обеднение ураном в два раза и более.

Распределение урана во времени и пространстве. Прослеживается четкая связь урановых месторождений с докембрийскими породами [34, 35, 63, 364]. По данным Организации экономического сотрудничества и развития (ОЭСР), породы позднеархейского — раннепротерозойского возраста (от ~ ~ 2,8 до 1,8 млрд. лет)[1] концентрируют примерно 20% надежно оцененных запасов западного мира; около 28% сосредоточено в среднепротерозойских породах и около 50% в фанерозойских отложениях, прилегающих к докембрийскому фундаменту (табл. 3). Возраст урановых месторождений варьирует от архейского до третичного, но циклы накопления урана, вероятнее всего, начались с развитием ураноносных провинций на ранних стадиях истории Земли [175, 35].

Связь многих фанерозойских месторождений с докембрием не является непосредственной, так как они разделены периодами эрозии докембрийских материнских пород и позднейшим осадконакоплением либо анатексисом и вулканизмом. Например, юрская формация Моррисон на плато Колорадо, к которой приурочены крупные месторождения типа оруденелых песчаников, сформировалась за счет раннепротерозойских пород, расположенных западнее и юго-западнее [58, 168]. Для богатых вулканогенным материалом третичных осадков, вмещающих урановые месторождения на юге Техаса, область сноса располагалась, по-видимому, в западном Техасе, где обнажаются раннепротерозойские породы [168]. Таким образом, ураноносный докембрийский материал для образования этих залежей в песчаниках представлял собой, возможно, подвергавшиеся выветриванию граниты или, что более вероятно,

[1] Период с 2,5 до 1,6 млрд. лет назад будет называться ранним протерозоем; эквивалентными терминами являются «нижний протерозой» и «эфебий».

подвергавшиеся плавлению нижнепротерозойские супракрустальные породы, послужившие источником вулканогенного урана.

При выявлении и оконтуривании геохимических или металлогенических урановых провинций используются разнообразные методы: 1) исследование химического состава коренных пород (см. [249, 181, 77]); 2) аэро-гамма-спектрометрия (см. [65, 291]); 3) анализы урана, радона и гелия в водах или осадках [45, 76]; 4) анализ теплового потока [30, 180]. Такого рода исследования привели к заключению, что архейские породы содержат урана несколько меньше, чем протерозойские: соответственно около 1,2 млн$^{-1}$ U против 2,2 млн$^{-1}$. Неравномерное распределение урана и его руд во времени и пространстве связано, по-видимому, с термической и тектонической эволюцией земной коры.

Эволюция земной коры и распределение урана. Эволюция термического и тектонического режимов земной коры, а также развитие форм жизни должны были, очевидно, оказать значительное влияние на перенос и распределение урана. Совершенствующиеся живые формы определяли баланс кислорода и углерода в атмосфере и литосфере, а именно обусловили возникновение около 2,2 млрд. лет назад обогащенной кислородом атмосферы, способной к окислению урана и переводу его в растворимое шестивалентное состояние. Позднее, с развитием наземной растительности, в континентальных отложениях появились и органические восстановители. Выделяются четыре стадии, в течение которых распределение урана подвергалось необратимым изменениям или был установлен цикл уранового накопления; приведенные значения возрастных рубежей не определены точно для всех регионов мира и используются в качестве подходящего приближения.

Стадия 1. Сверхподвижная (permobile) протокора (~ 4,6—2,6 млрд. лет назад): путем аккреции образовалась Земля из частиц со средним содержанием урана около 0,01 млн$^{-1}$. Затем, на рубеже около 4,6 млрд. лет назад, происходило полное плавление и обособление ядра планеты, сопровождавшееся обогащением ураном верхней мантии и протокоры [29, 226, 298]. В последующие 500—800 млн. лет имело место наращивание протокоры за счет бомбардировки метеоритным материалом и, возможно, дробление последним протокоры и верхней мантии. По мере уменьшения теплогенерации, в интервале от 3,8 до 3,0 млрд. лет назад, могли сформироваться ранние протоконтиненты [22], но в то время кора была настолько тонкой и пластичной, что не было жестких плит, и для коры именно поэтому использован термин «сверхподвижная» [38, 320, 326]. Состав протокоры в отношении главных элементов, если учесть широкое распространение в ней фемических базальтоидных пород и зеленокаменных поясов, в большей мере отвечал среднему составу океанической (базальтовой), чем континентальной коры. Раннеархейские породы (особенно гранулиты) содержат меньше U, Th, K и Rb, чем более молодые породы примерно того же состава. Это может быть как их изначальной особенностью, так и результатом обеднения под влиянием последующих процессов [327, 140]. Развитие протяженных зеленокаменных поясов в период от 3,4 до 2,7 млрд. лет назад свидетельствует уже о достаточной жесткости протокоры, позволявшей формироваться вулканическим дугам, сходным с фанерозойскими. На этой стадии истории Земли не образовалось, по-видимому, еще ни одного из известных типов урановых месторождений и ни одной урановой геохимической провинции.

Стадия 2. Стабилизированная кора, бескислородная атмосфера (~ 2,6—2,2 млрд. лет назад). Стадия характеризуется утолщенной, более жесткой корой. Это обусловлено главным образом уменьшением теплогенерации, лишь в два или три раза превышавшей современный уровень. В значительной мере именно в связи с указанным термическим режимом начинают развиваться два важных процесса. Во-первых, образуются большие объемы гра-

нитов с повышенным содержанием K, U, Th [79, 319, 326]. Эта химическая эволюция происходила тогда, когда в силу уменьшившегося термического градиента стало возможным вовлечение земной коры в круговорот (зоны субдукции?) [127, 267]. Во-вторых, на стабилизированной коре становится возможным заложение первых внутрикратонных осадочных бассейнов [9, 321]. Примечательно, что эти бассейны впоследствии подвергались лишь слабым по сравнению с более древними вулканогенными (зеленокаменными) поясами метаморфизму и деформациям. В новой обстановке накапливались и сохранялись классические урановосные конгломераты Витватерсранда (Южная Африка) и района озера Гурон (Канада). Вовлечение урана, за счет комбинированного действия осадочных и магматических процессов, в новый геохимический цикл, начавшийся на рубеже 2,6 млрд. лет назад, фиксирует начало предварительной концентрации урана, заложившей основу последующего формирования урановых месторождений. Это время, вероятно, знаменует начало образования урановосных провинций.

Третьим фактором, игравшим на этой стадии решающую роль в формировании урановых месторождений, было отсутствие кислорода в асмосфере, что делало возможным механический перенос уранинита и концентрацию его в россыпных месторождениях [280, 270]. Холланд [147] расчетами показал, что уранинит не в состоянии был бы окисляться и растворяться грунтовыми водами при P_{O_2} ниже примерно 10^{-22} атм; эти данные он использовал в качестве аргумента для утверждения о присутствии лишь следов кислорода в атмосфере в период с 2,2 до 2,6 млрд. лет назад. Вывод подтверждается многочисленными исследованиями химизма пород, изотопного состава углерода и кислорода, эволюции форм жизни и атмосферных газов и принимается нами, несмотря на некоторые возражения (например, [72]. См. также обзорные работы [54, 292, 341]). В отношении эволюции режима кислорода можно провести геологическую параллель между месторождениями урана и железа рассматриваемого возраста. Морские железорудно-кремнистые полосчатые формации [железистые кварциты.— *Прим. перев.*] типа озера Верхнего после обогащения атмосферы кислородом не возникали [188]. «Весь кислород, образованный в первые несколько сотен миллионов лет с возникновением растительного фотосинтеза, мог пойти целиком на окисление имевшихся в большом количестве восстановленных соединений (главным образом железа) в морской воде. Кислород, вероятно, начал накапливаться в атмосфере лишь после «очищения» океана от закисного железа» [34]. Известные урановосные конгломераты древнее, чем отложения железорудной формации типа озера Верхнего тех же регионов. Однако, поскольку кислород сначала выделялся за счет фотосинтеза именно морских организмов, вполне возможно, что отложение железорудной формации локально происходило в отдельных морских лагунах в то же самое время, когда урановосные конгломераты формировались в условиях бескислородной атмосферы. Насколько известно, иные типы урановых месторождений на этой стадии не образовывались, хотя сами урановосные конгломераты могли стать источником для некоторых из них.

Стадия 3. Стабильная сиалическая кора; атмосфера, обогащенная кислородом (~ 2,2—0,4 млрд. лет назад). Начиная с раннего протерозоя кора вела себя относительно жестко в связи с тем, что она была мощнее, а термический градиент снизился до уровня, лишь вдвое превышающего современный. Удлинились протяженные подвижные пояса; на огромных площадях накапливались платформенные кварциты и карбонаты, а вдоль континентальных окраин закладывались первые геосинклинали [320, 352, 326]. В широких внутрикратонных бассейнах отлагались мелководные углеродсодержащие глинистые, карбонатные, песчаные и хемогенные осадки, которые представлены в геосинклинали Пайн-Крик, Австралия [234], группе Вулластон, Саскачеван [191], и серии Франсвиль, Центральная Африка, причем в них накапли-

вался, вероятно, и сингенетичный уран. Фосфориты также концентрировали уран. В отличие от предшествующей стадии поверхностные воды растворяли и переносили уран в форме U (VI) к прибрежной зоне морей, где водорослевые биогермы обеспечивали восстановительную обстановку, способствующую его осаждению. В период от раннего до среднего протерозоя эти процессы приводили к образованию ураноносных отложений, послуживших источниками для крупных урановых месторождений. Основные металлогенические провинции урана сформированы благодаря сочетанию процессов выщелачивания ураноносных позднеархейских гранитов (и, возможно, конгломератов) стадии 2 и последующего накопления урана в осадочных бассейнах, находившихся в обстановке атмосферы, обогащенной кислородом.

Стадия 4. Развитие наземной растительности и образование месторождений урана в континентальных осадочных толщах (0,4 млрд. лет назад — настоящее время). До девонского периода основные тектонические и геохимические режимы оставались неизменными. С девона же началось развитие наземной растительности, с которой связано поступление органических, в том числе бактериальных, восстановителей в континентальные осадки. Теперь уран при сносе мог улавливаться еще на пути к океанам, и впервые начали формироваться месторождения типа оруденелых песчаников, богатых органическим веществом. Кроме того, уран продолжал вовлекаться в новые геохимические циклы, обусловленные магматическими и гидротермальными процессами, приведшими к образованию, например, месторождений жильного типа в герцинских гранитах Европы, источником для которых послужили докембрийские супракрустальные породы [56, 364].

Геохимический цикл урана отчетливо изменялся во времени, что сыграло важную роль в образовании металлогенических провинций и рудных месторождений. Изменение характера растворимости и фиксации урана и особенностей развития тектоники литосферных плит — главное, что нужно учитывать при разработке методов поисков и разведки. Усовершенствованные варианты подобного подхода уже предлагались [102], другие скоро будут опубликованы.

Типы урановых месторождений и распределение запасов урана

В качестве основы существующих классификаций урановых месторождений принимались самые разнообразные признаки — тип вмещающих пород, структурная позиция, морфология месторождений, минеральный состав и геохимические особенности руд [183, 284, 213, 63]. Но ни одна из таких попыток не увенчалась созданием исчерпывающей системной классификации, которая продемонстрировала бы связи между «разновидностями» месторождений. Все же существует некоторая общность взглядов относительно типов месторождений и условий их образования. В связи с этим мы решили сгруппировать промышленные месторождения в определенные категории, названные типами месторождений. Они характеризуются определенным набором таких основных геологических признаков, как характер вмещающих пород, структурное положение рудных тел и особенности процессов рудообразования. Последний признак хотя и менее объективен, чем прочие, но в отношении его существует определенное согласие.

В табл. 2 приведены типы месторождений, упоминаемые в тексте, их основные признаки и указаны важнейшие примеры. В список внесены все промышленные типы с крупными запасами руд, но не ставилось задачи охватить все известные типы урановых месторождений.

Таблица 2. **Характеристика важнейших типов урановых месторождений**

Типы месторождений	Вмещающие породы	Минеральный состав	Морфология	Примечания	Примеры
В кварцевых конгломератах	Конгломераты, песчаники	Обломочные уранинит, ураноторит, браннерит	Плитообразные тела	Возрастной интервал от ~2,8 до 2,2 млрд. лет	Район Витватерсранд, ЮАР; Блайнд-Ривер—Эллиот-Лейк, Онтарио
Приуроченные к несогласиям	Протерозойские метаосадочные породы ± несогласно перекрывающие речные песчаники	Настуран, коффинит, Ni—Co—As—S; Au	Жилы	Типична хлоритизация	Раббит-Лейк и Ки-Лейк, Саскачеван; Рейнджер и Ябилука, Северная территория
Ультраметаморфические	Аляскиты, аплиты, пегматиты, биотитовые сланцы и мраморы	Уранинит, ураноторит	Вкрапленные руды, жилы		Россинг, Намибия; район Банкрофт, Онтарио; Шарлебуа-Лейк, Саскачеван
Классические жильные	Граниты, гнейсы, сланцы, редко осадочные породы	Настуран, коффинит, ±Co—Ni—Bi—Ag—As—S	Маломощные жилы	Хрупкие вмещающие породы, обычен гематит	Район Биверлодж, Саскачеван; Шварцвальдер, Колорадо; Центральный массив, Франция
В щелочных интрузивах	Щелочные штоки и плутоны	Уранинит, ураноторит, сложные минералы Th—Ce—Mo, Nb, Ta, Ti, Zr	Вкрапленное оруденение, жилы		Илимауссак, Гренландия; Посос-де-Калдас, Бразилия; Бокен-Маунтин, Аляска
Контактовые	Сланцы и известковые скарны в экзоконтакте гранитных плутонов	Настуран, коффинит, пирит, марказит	Вкрапленное оруденение, штокверки	Обычно гипергенное обогащение	Рудник Миднайт, Вашингтон; Мэри-Катлин, Квинсленд; Ла-Фе, Испания; Низа, Португалия
Вулканогенные	Гипабиссальные и эффузивные магматические комплексы, вулканогенно-осадочные толщи	Настуран, Mo ± сульфиды цветных металлов	Вкрапленное оруденение, жилы	Обогащены Be, Li, Hg, Mo	Район Мак-Дермитт, Айдахо—Невада; район Мэрисвейл, Юта; Рекспар, Британская Колумбия; Морин, Квинсленд

Продолжение табл. 2.

Типы месторождений	Вмещающие породы	Минеральный состав	Морфология	Примечания	Примеры
Оруденелые песчаники	Речные песчаники и аркозы	Настуран, коффинит, переменные количества FeS_2, V, Mo, Se, Cu	Плитообразные тела	Обычны органика и FeS_2	Джэкпайл — Пегьюэйт, Нью-Мексико; район Амброзия-Лейк, Нью-Мексико; район Ураван, Колорадо и Юта; Вайоминг, Техас; Арлит и Акута, Нигер
В калькретах	Не образующие почв калькреты в третичной речной сети	Карнотит	Плитообразные тела	Обогащены ванадием	Йилирри, Западная Австралия; Лянгер-Хейнрих, Намибия
В черных глинах	Морские углеродсодержащие глины			Вкрапленные руды, пластовые	Ранстад (Кульм), Швеция; Чаттануга, Теннесси
В фосфоритах	Морские фосфориты, переотложенные галечные фосфориты	Урансодержащий карбонат-апатит	Пластовые залежи	Переотложенные галечные фосфориты высокого сорта (~0,02%)	Формация Бон-Валли, Флорида; формация Фосфория, запад США; Марокко

Хотя мировые запасы заключены более чем в дюжине различных типов месторождений, более 70% запасов урана приходится на месторождения только трех типов (табл. 3). Приведенные цифры запасов относятся к категории руд с расчетной себестоимостью добычи 50 долл. за 1 фунт U_3O_8 (см. сноску к табл. 3), но и в других категориях достоверных и вероятных запасов, включая даже возможные запасы, выявилась бы доминирующая роль оруденелых песчаников, кварцевых конгломератов и залежей, приуроченных к несогласиям. В табл. 4 показано разделение запасов и типов руд по странам.

Месторождения в кварцевых конгломератах

Древнейшие из известных урановых месторождений приурочены к позднеархейским — раннепротерозойским пиритсодержащим кварцевым конгломератам и содержат примерно 19% запасов западного мира. Два района — Витватерсранд в Южной Африке и Блайнд-Ривер, провинция Онтарио в Канаде,— являлись крупными поставщиками урана в течение более чем 25 лет. Известны и другие рудопроявления указанного типа на докембрийских щитах Бразилии, Индии, Австралии, СССР и США [149]. Несмотря на то что еще совсем недавно, в конце 50-х годов, многие геологи придерживались мнения о гидротермальном происхождении этих месторождений [66], ныне становится очевидным, что они возникли в основном как россыпи и испытали лишь небольшое постседиментационное перераспределение вещества [194, 259, 268, 271, 253]. В настоящей работе мы приведем только краткий обзор представлений, касающихся формирования месторождений рассматриваемого типа,

Таблица 3. **Распределение надежно оцененных запасов капиталистических и развивающихся стран**

Тип месторождений	Типичное содержание U_3O_8, %	Размер запасов U_3O_8, тыс. т.		Надежно оцененные [1] запасы U_3O_8, тыс. т [2]		Доля в общих запасах, %	Полезные компоненты	
		отдельные месторождения	отдельные районы				основные	побочные
Кварцевые конгломераты	0,10—0,20 0,03	18—113	218	140 409 549	Канада ЮАР	20	U Au	Th U
Приуроченные к несогласиям	0,2—2,0	9—226	>272	123 274 45 442	Канада Австралия Другие страны	16	U U	Ni Au
Ультраметаморфические	0,02—0,25	0,9—136	4,5—136	157		6		
Классические жильные	0,1—1,0	0,1—23	45	142		5	U, Co, Ni, Ag, Bi	U
Связанные с изверженными породами	0,02—0,3	0,23—45	4,5—91	157		6	U	Th, редкие земли
Оруденелые песчаники	0,10—0,35	0,45—27	9—>453	823 198 181 1194	США Нигер Другие страны	45	U, V	V, Mo, Se, Cu
В калькретах	0,1—0,3	18—46	46	46 21 67	Австралия Намибия	2	U	V
Углистые сланцы (кульм)	0,03		354 Всего:	354 [3] 2708	Швеция	100		

[1] Пригодные для отработки при расчетной себестоимости до 110 долл за 1 кг U_3O_8 (50 долл. за 1 фунт U_3O_8) без оплаты прибыли, налогов, процентов или ранее понесенных расходов. [В оригинале запасы приведены в коротких тоннах (1 кор. т = 0,90718 т метрической).— *Перев.*].

[2] Источники: министерство энергетики США, 1979; Организация экономического сотрудничества и развития, 1978; Южно-Африканский Комитет по атомной энергии, 1979; приводится с учетом современных изменений.

[3] Надежно оцененные запасы в углистых сланцах Швеции (кульм) исключены из общих запасов в связи с малой вероятностью разработки.

поскольку детально эти вопросы освещены в работах других исследователей ([254], Армстронг (в печати), [42]).

Рудовмещающие осадки отлагались в кратонных бассейнах на образованиях более древней континентальной коры. В пределах архейского кратона Каапвааль отложения комплекса Витватерсранд локализованы в дугообразно изогнутом седиментационном бассейне длиной 200 км. Толща Витватерсранд имеет мощность тысячи метров и представлена переслаивающимися речными, озерными и морскими осадками, возраст которых от 2,8 до 2,2 млрд. лет. Полагают, что осадки, вмещающие золотое и урановое оруденение, отлагались в условиях разветвленных речных потоков, дельт и озер [218, 253]. В районе Блайнд-Ривер — Эллиот-Лейк осадки накапливались на площади развития архейских зеленокаменных и гранитных пород провинции озера Верхнего (рис. 9) [70, 271]. Продуктивный горизонт относится к формации Матиненда из группы Эллиот-Лейк, т. е. к нижней части базального Гурон-

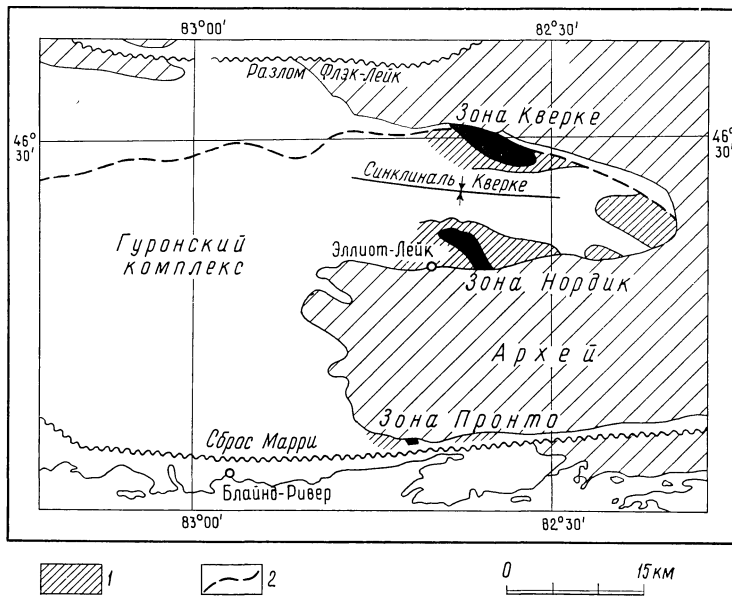


Рис. 9. Местоположение урановых месторождений в оруденелых конгломератах района Блайнд-Ривер — Эллиот-Лейк, залегающих в базальных гуронских обломочных породах формации Матинента. *1* — мощная толща грубозернистых песчаников формации Матинента; *2* — предполагаемая северная граница группы Эллиот-Лейк [328].

ского комплекса. Возраст пород колеблется от 2,5 до 2,16 млрд. лет. Формация Матинента, как правило, представлена хорошо отсортированными среднезернистыми субаркозами, но рудоносный горизонт сложен олигомиктовыми кварцевыми конгломератами [279]. Предполагают, что осадки накапливались в речной обстановке.

Месторождения бассейна Витватерсранд — золоторудные (среднее содержание Au 10 млн$^{-1}$) с ураном в качестве побочного продукта (0,03% U_3O_8), тогда как месторождения Блайнд-Ривер — урановые (0,10—0,20% U_3O_8), из которых попутно извлекается торий. В обоих районах для продуктивных горизонтов золото- и урансодержащих конгломератов и обогащенных пиритом песчаников характерны наличие обломочных зерен золота и уранинита, а также приуроченность оруденения к несогласиям, а в Витватерсранде — и к углистым пропласткам, или «проводникам», которые, как полагают, ранее представляли собой развитые на поверхностях несогласия водорослевые маты [4]. Рудные зоны в районе Блайнд-Ривер, по существу, ограничиваются олигомиктовыми кварцевыми конгломератами, мощность которых варьирует от нескольких до более чем десяти футов. Наиболее важными минералами урана являются браннерит, титанат урана и уранинит. Закономерное изменение содержаний U, Th и других элементов в направлении палеопотока согласуется с представлением об отложении обломочных тяжелых минералов реками [268, 328]. Если не считать присутствия уранинита, отсутствия магнетита, обилия окатанного пирита и наличия первичного (углистый проводник) и перераспределенного (тухолиты) органического вещества, минеральный состав конгломератов и песчаников типичен для зрелых пород. Перечисленные особенности, за исключением присутствия углистого вещества, служили для некоторых исследователей свидетельством в пользу гидротермальных процессов, однако теперь эти факты рассматриваются всеми как подтверждение обломочного переноса и отложения, происходившего до появления

Таблица 4. **Распределение надежно оцененных запасов урана по капиталистическим странам**

Страны	Надежно оцененные запасы [1, 2] U_3O_8		Тип месторождений	
	тыс. т	% от общего объема	главные	второстепенные
США	849	31,4	Оруденелые песчаники	Классические жилы в контактах
Южная Африка	461	17,0	Кварцевые конгломераты	Оруденелые песчаники
Австралия	354	13,1	Приуроченные к несогласиям, калькретовые, контактовые	Оруденелые песчаники
Канада	277	10,2	Кварцевые конгломераты, приуроченные к несогласиям	Классические жилы в ультраметаморфических комплексах
Нигер	190	7,0	Оруденелые песчаники	
Намибия	157	5,8	Ультраметаморфические, калькретовые	
Бразилия	87	3,2	В щелочных интрузиях	
Франция	65	2,4	Оруденелые песчаники, классические жильные	
Габон	42	1,6	Приуроченные к несогласиям	
Индия	35	1,3	Классические жильные	
Алжир	32,5	1,2	Классические жильные	Оруденелые песчаники
Аргентина	32,5	1,2	Оруденелые песчаники	
Гренландия	32	1,2	В щелочных интрузивах	
Испания	12	0,4	Контактовые	Классические жильные
Япония	9	0,3	Оруденелые песчаники	
Португалия	9	0,3	Классические жильные	Контактовые
Другие страны	64	2,4	Оруденелые песчаники	Классические жильные
Швеция [3]	354	—	Углистые сланцы (кульм)	
Сумма	2708	100		

[1, 2, 3] См. примечания к табл. 3.

кислородной атмосферы [147, 280]. В таких условиях уранинит и пирит избежали окисления при переносе. Отсутствие магнетита и ильменита и наличие титана дают основание предполагать, что происходило постседиментационное выщелачивание железа восстановленными растворами, равновесными с органической составляющей осадков. Значительная часть титана, особенно в породах района Блайнд-Ривер, в настоящее время присутствует в виде зональных зерен браннерита с каймой, обогащенной ураном, что указывает на постседиментационное перераспределение урана и его отложение на TiO_2 — продукте изменения ильменита и магнетита [86, 328].

Месторождения, приуроченные к несогласиям

В 1968—1970 гг. в Саскачеване, Канада, и на Северной территории, Австралия, была выявлена «новая», прежде неизвестная обстановка рудонакопления: крупные залежи высококачественных руд в метаморфизованных раннепротерозойских породах под несогласно перекрывающими их неметаморфизованными среднепротерозойскими песчаниками. В Австралии благоприятными для локализации оруденения вмещающими породами оказались ме-

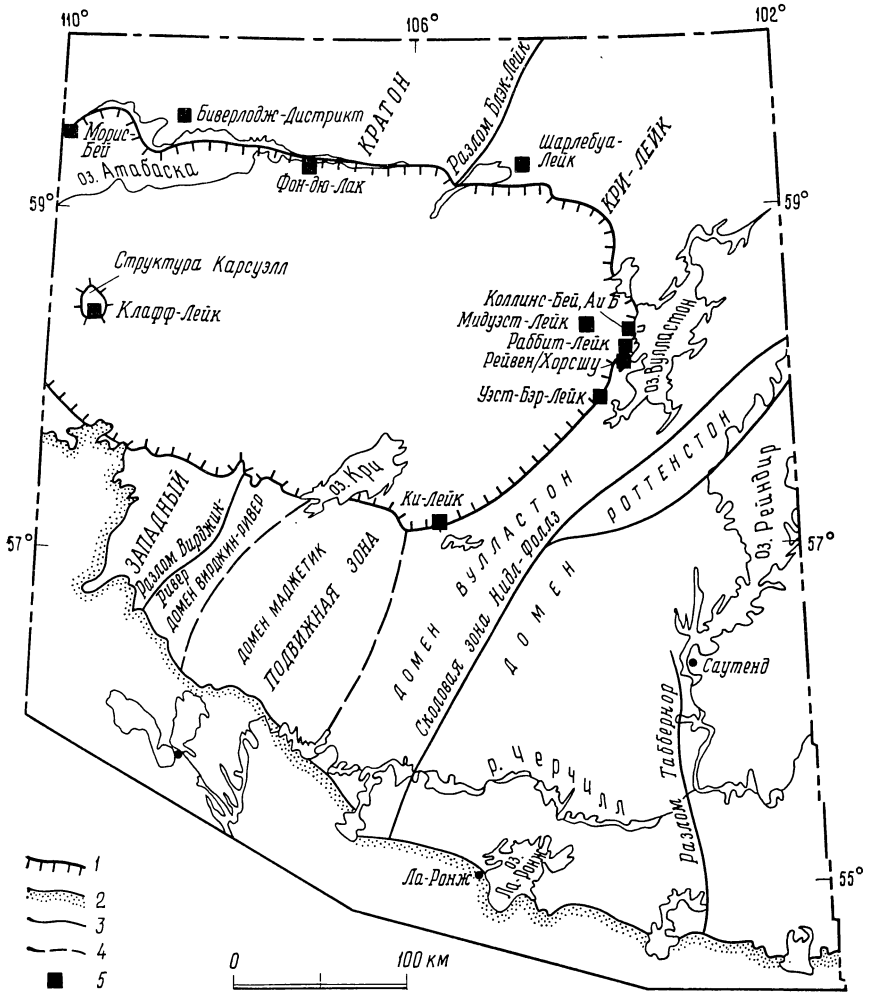


Рис. 10. Литоструктурные домены Канадского щита (провинция Саскачеван) и расположение урановых месторождений и районов ([305] с изменениями). Дон-Лейк и два других месторождения находятся между месторождениями Раббит-Лейк и Мидуэст-Лейк. *1* — граница формации Атабаска; *2* — граница фанерозойского покрова; *3* — крупный разлом или сколовое нарушение; *4* — границы литоструктурных доменов; *5* — месторождение(я) урана.

таморфизованные осадочные породы, несогласно перекрывающие архейские гранитогнейсовые комплексы, что уже наблюдалось на расположенном поблизости и ранее разрабатывавшемся месторождении Рам-Джангл. Вслед за двумя находками 1968—1969 гг., канадские геологи в 1975—1979 гг. сделали ряд впечатляющих открытий, объекты которых во многом аналогичны рудопроявлениям Северной территории, но дополнительно выяснилось, что руды отчасти или преимущественно могут залегать в перекрывающих песчаниках, как, например, на месторождении Ки-Лейк и Мидуэст-Лейк. Несмотря на некоторые явные различия, многие геологические особенности этих месторождений сходны, что позволяет предполагать общность генетических процессов. Большинство месторождений локализованы в пределах или вблизи метаморфических серий, представленных графит-слюдистыми и биотит-гранатовыми

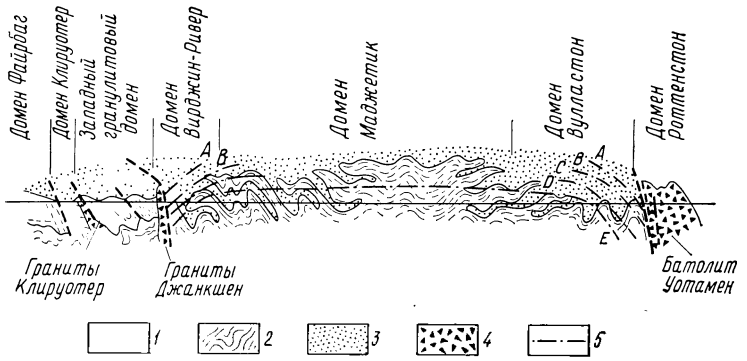


Рис. 11. Схематический разрез Канадского щита (провинция Саскачеван), иллюстрирующий эволюцию литоструктурных доменов (заимствовано с изменениями из [192]). *1* — стабильный кратон; *2* — инфраструктура (породы фундамента); *3* — супракрустальный покров; *4* — постскладчатые граниты; *5* — обобщенные изограды метаморфизма; *A* — зеленосланцевая фация; *B* — верхнеамфиболитовая фация; *C* — среднеамфиболитовая фация; *D* — нижнеамфиболитовая фация; *E* — гранулитовая фация.

сланцами, а также доломитовыми мраморами, представляющими продукты преобразования прибрежно-морских осадочных пород. Для месторождений характерна близость к архейским толщам гранитогнейсов с повторными мигматитовыми инъекциями, причем оруденение обычно приурочено к зонам, в которых имели место неоднократное подновление разломов и хлоритизация. Все месторождения располагаются вблизи среднепротерозойских несогласий. В настоящее время ведутся горячие споры относительно геологических условий формирования месторождений и генетического значения их типичных особенностей.

Саскачеван, Канада. Канадский щит в северном Саскачеване сложен гранитоидными породами архейского фундамента, раннепротерозойскими (эфебий, по канадской номенклатуре) метаосадочными породами и несогласно перекрывающими их неметаморфизованными среднепротерозойскими породами формации Атабаска (рис. 10). Литоструктурная область (домен) Вулластон (рис. 11), которая содержит большинство урановых месторождений, сложена в основном породами амфиболитовой фации, относящимися к раннепротерозойским супракрустальным образованиям. Эти породы залегают на архейском фундаменте и совместно с ним подвергались перекрестной складчатости, в результате которой образовались гнейсовые купола. В доменах, расположенных западнее, преобладают мигматиты гранулитовой фации, сформированные за счет архейских гранитоидов, однако в их состав входит и некоторое количество супракрустальных пород, как, например, на месторождениях Мидуэст-Лейк и Клафф-Лейк. Выделяются четыре периода деформаций [191, 305]: раннегудзонское (1,8 млрд. лет назад) воздымание гнейсовых куполов, более позднее выравнивание и повторное складкообразование, а также два периода трещинной тектоники.

В состав раннепротерозойской группы Вулластон, к которой приурочены урановые месторождения Раббит-Лейк, Ки-Лейк и другие, входят базальные метапелиты с графитовыми прослоями, обладающими хорошей электромагнитной проводимостью, а также перекрывающие их известковистые метааркозы с подчиненным количеством скарноидов (calc-silicate) и кварцитов, переслаивающихся с амфиболитами [261, 146]. Общая мощность группы составляет около 3500 м. Вывод об осадконакоплении в мелководных прибрежно-морских условиях основывается на наблюдаемой ассоциации пелитов, водорослевых карбонатов и обогащенных натрием метааркозов, а также

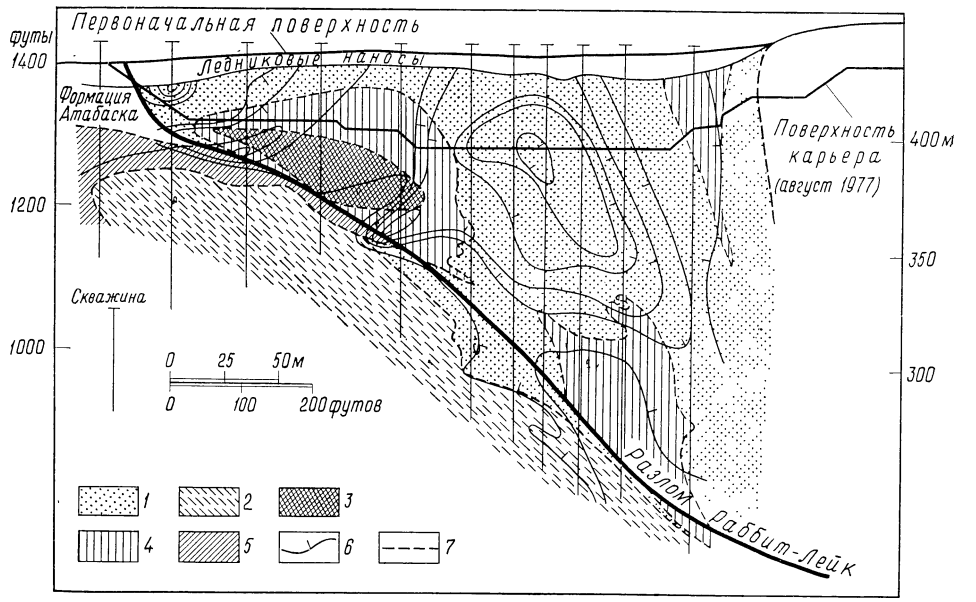


Рис. 12. Разрез месторождения Раббит-Лейк, показывающий зоны гидротермальных изменений ([146] с изменениями). *1* — повсеместная хлоритизация; *2* — локальная хлоритизация; *3* — повсеместная доломитизация; *4* — доломитизация и хлоритизация; *5* — предатабасский реголит; *6* — контур степени изменения; *7* — контакт между типами изменений.

на присутствии метаморфического скаполита, который наводит на мысль о существовавших ранее эвапоритах [50, 146]. При региональном картировании за основу принимался состав пород до метаморфизма, в связи с чем на картах показаны лишь небольшие участки, сложенные мигматитами, хотя многие геологи значительную часть домена Вулластон закартировали бы как область развития мигматитов (Сиббалд, устное сообщение, 1979).

Группу Вулластон несогласно перекрывает среднепротерозойская формация Атабаска, представленная преимущественно неметаморфизованными речными кварцевыми песчаниками. Ее общая мощность составляет более 1750 м. Осадконакопление происходило в обстановке разветвленных речных потоков на рубеже около 1,428 млрд. лет назад [258]. Под несогласием, разделяющим группу Вулластон и формацию Атабаска, развита пачка реголита мощностью от 15 до 50 м, для которой характерны каолинит и гематит. В рассматриваемом районе, по-видимому, широко развивалось химическое выветривание, что явствует из наличия здесь мощного слоя реголита и отсутствия обломков полевых шпатов в песках и крупногалечных базальных конгломератах.

Месторождение Раббит-Лейк. Месторождение в районе Раббит-Лейк (рис. 12) было первым месторождением данного типа (открыто в 1968 г.), первым, давшим продукцию (1975 г.), и единственным, закартированным по горным выработкам, поэтому его геологическое строение изучено лучше по сравнению с другими месторождениями [175, 146]. Рудное тело залегает в метаосадочных породах группы Вулластон в висячем блоке надвига Раббит-Лейк (рис. 12). Плоскость надвига падает под углом около 30° на юго-восток, и амплитуда перемещений по нему, происходивших в послеатабасское время, составляет по меньшей мере 75 м. В опущенном лежачем крыле сохраняется гематитизированный и каолинизированный реголит. Вмещающие породы представлены богатыми кальцием гнейсами и натровыми альбит-клинопирок-

сен-клиноамфиболовыми гранулитами (местное название — «плагиоклазиты»), относящимися к средней части группы Вулластон. Образование руды связывается с несколькими периодами подвижек по разлому Раббит-Лейк, смещающему породы формации Атабаска. Наиболее древние цифры изотопного возраста, полученные по настурану, составляют 1285—1075 млн. лет [60], что явно меньше возраста атабасских пород. Для сложного процесса минералообразования на месторождении Раббит-Лейк характерно чередование стадий отложения гематита и настуран-сульфидной минерализации [146]. На рис. 12 показаны зоны гидротермальных изменений пород. Образованию ранней генерации настурана предшествовала хлоритизация, выразившаяся в развитии темно-зеленого, вероятно, железистого хлорита по фемическим минералам. За этой стадией последовал магнезиальный и борный метасоматоз (образование хлорита и магнезиального турмалина — дравита), окварцевание и отложение большого количества гематита. Эта средняя стадия характеризуется колебаниями окислительного потенциала: ассоциации бесцветных минералов с восстановленной формой железа отлагались попеременно с окрашенными в красный цвет гематитовыми ассоциациями. В эту стадию совместно с настураном и коффинитом выделялся углерод. Сажистый настуран и коффинит поздней стадии локализуются вдоль трещин с бледно-зелеными хлоритовыми оторочками. Флюидные включения в доломите и кварце, которые образовались немного раньше настурана, но в пределах одной и той же средней стадии, имеют температуры гомогенизации от 135 до 245°С и концентрации солей порядка 30% эквивалента NaCl [197, 244]. Величина поправки на давление неизвестна[1].

Важной особенностью месторождения Раббит-Лейк является его тесная связь с графитсодержащими метаосадочными породами, претерпевающими осветление в рудных зонах. При этом графит в них либо корродирован, либо полностью отсутствует. Хуве и Сиббалд [146] полагают, что восстановителем должен был служить эпигенетический флюид и что формирование месторождения происходило примерно при 200°С и в тех участках, где окисляющие растворы, просачивавшиеся сквозь породы формации Атабаска, смешивались с метансодержащими растворами, поднимавшимися в толщу метаосадочных пород по разломам. Однако мы хотели бы предостеречь от поспешных выводов: на рассматриваемом месторождении и на подобных месторождениях в других районах могла существовать еще более ранняя урановая минерализация, которая уничтожена или затушевана интенсивными наложенными процессами окисления, гидротермального изменения и жилообразования.

Месторождение Ки-Лейк. Уран-никелевое месторождение близ озера Ки, приуроченное к юго-восточной окраине бассейна Атабаска (рис. 10 и 13), полностью перекрыто породами формации Атабаска или ледниковыми наносами. Рудовмещающие графитовые метапелиты базальной группы Вулластон подверглись интенсивной складчатости вокруг активизированных архейских гнейсовых куполов [169, 64] (рис. 13). Рудные тела Гартнер и Дейлмен протягиваются предположительно на расстояние около 5 км до границы ледниковой промоины. Они занимают тот интервал зоны разлома северо-восточного простирания, где он пересекает под острым углом графитовые метапелиты и проходит всего в 400 м от гнейсового купола. Эти две залежи с очень богатой рудой ($> 2\%$ U_3O_8) имеют длину по простиранию соответст-

[1] Установленную Пагелем [244] величину давления, равную 750 ± 150 бар, следует считать минимальной. Она получена в предположении, что температура растворения галита соответствует температуре образования минерала, и поправка на давление не нужна, поскольку растворы были насыщены относительно NaCl [243]. Но это допущение, вообще говоря, не является корректным. В случае когда дочерний кристалл галита растворяется при большей температуре, чем та, при которой исчезает газовая фаза, поправка на давление к температуре полной гомогенизации включения может быть как малой, так и большой, но величина ее неизвестна [275].

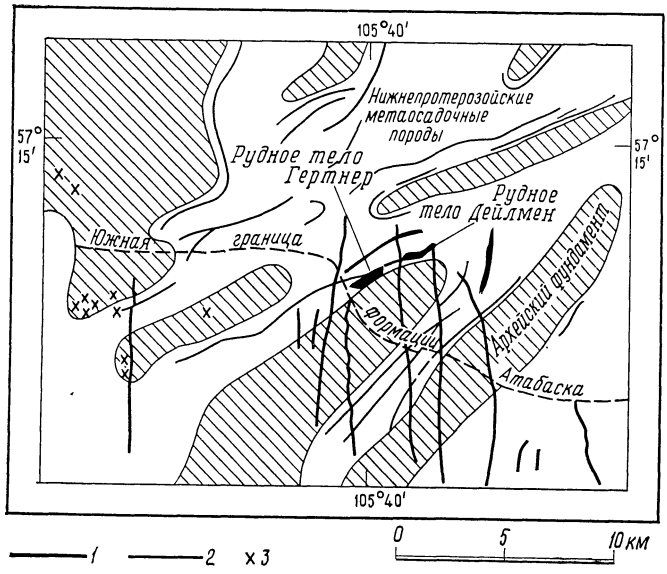


Рис. 13. Геология фундамента в районе Ки-Лейк ([64] с изменениями). *1* — зона разлома; *2* — горизонт повышенной электромагнитной проводимости; *3* — выходы коренных пород.

венно 800 и 1400 м, длину по падению в среднем 50 м и мощность 15 м. Большая часть руды сосредоточена в метаосадочных породах группы Вулластон, остальная — в песчаниках формации Атабаска. Содержание урана, главным образом в виде настурана, в наиболее богатых участках достигает 50% при мощности более 0,3 м. Никель входит в состав никелина, бравоита, герсдорфита и других фаз системы Ni—As—S [346, 64]. Он имеет одинаковые с ураном запасы и предельные концентрации, достигающие 45% на мощность более 0,3 м. Никелевые минералы находятся в тесном срастании с настураном, но распространены шире и ниже участков накопления урана [114]. Вверх по разрезу крупнокристаллический настуран, описанный как тетрагональный U_3O_7, и сложные минералы Ni — As — S сменяются тонкозернистыми фазами, но в зоне несогласия и в породах формации Атабаска минералы Ni — As уже не встречаются. В различных типах пород наблюдаются гидротермальные изменения разного рода с участием хлорита, серицита и каолинита. Хлорит с серицитом образуют зону реголита мощностью до 60 м ниже несогласия, а хлорит с каолинитом проявлены вдоль трещин скалывания в метаосадочных породах и породах перекрывающей формации Атабаска.

По мнению геологов из «Уранэрц» (Uranerz) [64, 169], месторождение формировалось многостадийно. Вслед за первоначальным сингенетичным накоплением урана в базальных пелитах группы Вулластон выделяются еще четыре стадии диагенетического метаморфического и гипергенного обогащения. При этом особое значение, как считают, имел метасоматоз, развивавшийся около гнейсовых куполов; привнос же Ni и U, согласно их предположению, происходил из различных источников, расположенных поблизости от месторождений (Г. Стрнад, Uranerz, устное сообщение, 1979). Большая часть руды в ее настоящем виде, вероятно, представляет собой результат переотложения, происходившего в послеатабасское время.

Другие месторождения. К 1980 г. в прогибе Атабаска помимо рассмотренных было известно более двенадцати месторождений и множество рудопроявлений несогласного типа. На месторождении Клафф-Лейк (рис. 10 и 14) рудные тела D, N и Клод, в каждом из которых содержится более 4500 т U_3O_8, залегают в архейских или нижнепротерозойских гнейсах и в несогла-

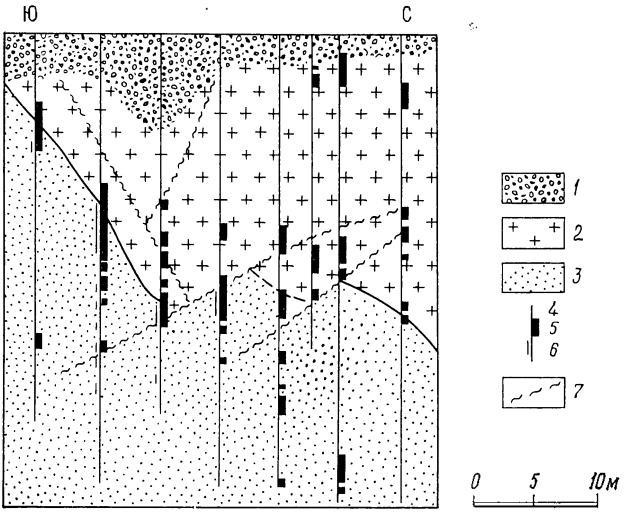


Рис. 14. Разрез рудного тела зоны D, месторождение Клафф-Лейк ([325, 133] с изменениями). Разрез опрокинут в результате смещений по разломам, происходивших в период карсуэллского тектогенеза, поэтому гнейсы фундамента, реголит и несогласие лежат выше пород формации Атабаска. *1* — рыхлые наносы; *2* — измененные и реголитизированные кварц-полевошпатовые гнейсы; *3* — формация Атабаска; *4* — буровая скважина; *5* — урановая минерализация; *6* — пелиты; *7* — разломы (главные и второстепенные).

сно перекрывающих их породах формации Атабаска [325, 133]. На перераспределение урана, вероятно мобилизованного из более древних месторождений, оказывали влияние радиальные сбросы, сколовые нарушения и опрокинутые блоки (рис. 14), связанные с кольцевой структурой Карсуэлл (рис. 10). Предполагается, что указанная кольцевая структура образовалась в результате либо падения метеорита, либо вулканического извержения около 4, 7 млрд. лет назад. Другие рудные месторождения, расположенные в районах Коллинс-Бей [160], Мидуэст-Лейк, Дон-Лейк и Морис-Бей (рис. 10), приурочены к послеатабасским сбросам и сколовым трещинам в метаосадочных породах или породах формации Атабаска. Месторождение Мидуэст-Лейк, которое во многих отношениях является типичным представителем группы перечисленных месторождений, залегает вдоль сколового нарушения, обладающего хорошей электропроводностью, имеет протяженность около 2 км при ширине, в основном не превышающей 100 м, и перекрывается 150—200-метровой толщей аллювия и безрудными породами формации Атабаска (рис. 15) [170]. Официальные запасы этого месторождения составляют около 36 000 т U_3O_8 при содержании окиси урана 3,4%, кроме того, в значительных количествах присутствуют Ni и Co. Гидротермальные изменения, сопровождавшие рудоотложение и выразившиеся в осветлении гематитовых песчаников и реголита, а также широко развитые в подстилающих биотитовых сланцах графит и пирит на неопределенной стадии были уничтожены последующими процессами. В рудной зоне матрикс пород глинистый, зеленого цвета.

Северная территория, Австралия. По своему региональному положению геосинклиналь Пайн-Крик сходна с бассейном Атабаска (рис. 16) [344, 233, 234, 242]. Архейские (2,5 млрд. лет) гранитные комплексы несогласно перекрываются мощной толщей раннепротерозойских осадочных и вулканических пород, отлагавшихся преимущественно в условиях шельфа внутриконтинентальной рифтовой долины (рис. 16). Образования формации Кахилл, вмещающие крупные стратифицированные месторождения в районе реки Ист-

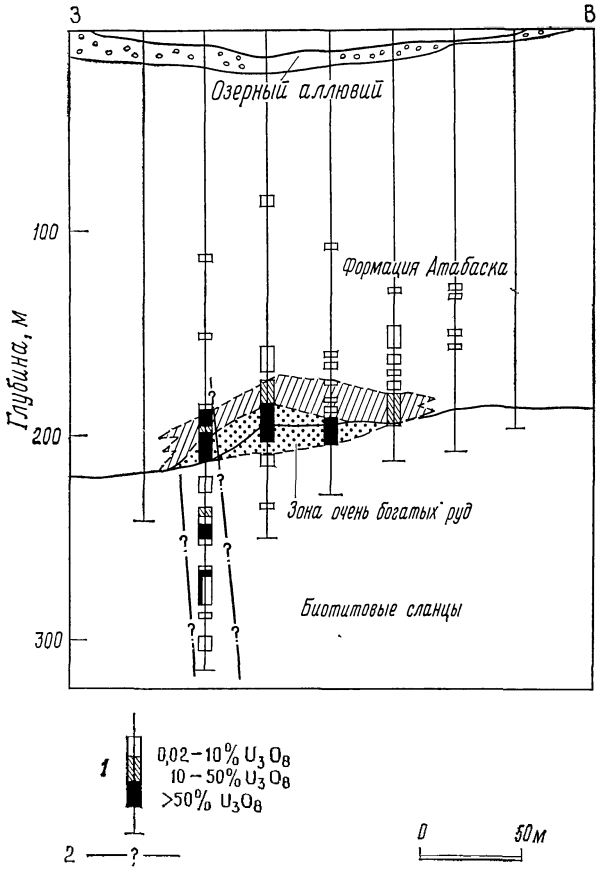


Рис. 15. Разрез рудного тела Мидуэст-Лейк ([170] с изменениями). *1* — скважины алмазного бурения; *2* — разлом, ориентировка неясна.

Аллигейтор, сложены богатыми Mg карбонатами и углеродсодержащими пелитами и отлагались, возможно, с эвапоритами [59] в обстановках окраинного моря и надлиторальной. Вдоль шарнирной зоны Саут-Аллигейтор (рис. 16) на рубеже около 1,8 млрд. лет назад проявились наиболее интенсивный региональный метаморфизм и деформация, обусловившие развитие пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. К этой же зоне приурочен посторогенный магматизм (рис. 17). Породы среднепротерозойской формации Комболги, представленные массивными речными песчаниками, очень сходными с песчаниками формации Атабаска, несогласно отлагались на породах фундамента и супракрустальных образованиях в период от 1680 до 1370 млн. лет назад.

Урановые месторождения известны в районах Рам-Джангл, Саут-Аллигейтор и Ист-Аллигейтор, которые в геологическом отношении входят в состав геосинклинали Пайн-Крик [73] (рис. 16). В первых двух районах располагались относительно небольшие (< 900 т U_3O_8), но с высококачественными рудами месторождения, залегавшие в породах зеленосланцевой фации [99]. Породы, вмещающие руды месторождения Рам-Джангл, коррелируются с формацией Кахилл и, подобно ей, в процессе оруденения замещались магнезитом и хлоритом. Месторождения района Саут-Аллигейтор локализованы в несколько более молодых по сравнению с породами формации Кахилл метаосадочных породах, вблизи докомболгийского несогласия. Ассоциация рудных тел этого месторождения с вулканическими породами наводит на мысль о возможной генетической связи [14], однако в отношении района Ист-Аллигейтор-Ривер такое предположение, как правило, не высказывается.

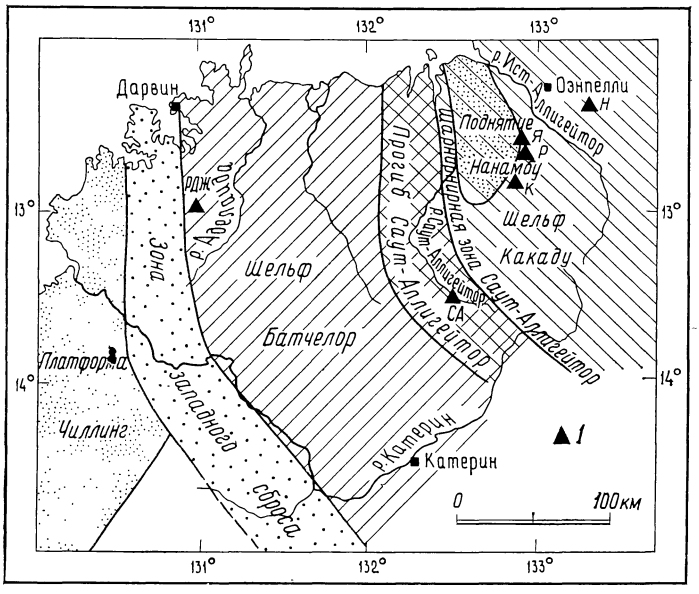


Рис. 16. Основные структурные элементы геосинклинали Пайн-Крик ([316] с изменениями). Урановые месторождения и районы: К — Кунгарра; Я — Ябилука; Н — Набарлек; Р — Рейнджер; РДЖ — район Рам-Джангл; СА — район Саут-Аллигейтор-Ривер. *1* — урановое месторождение или рудный район.

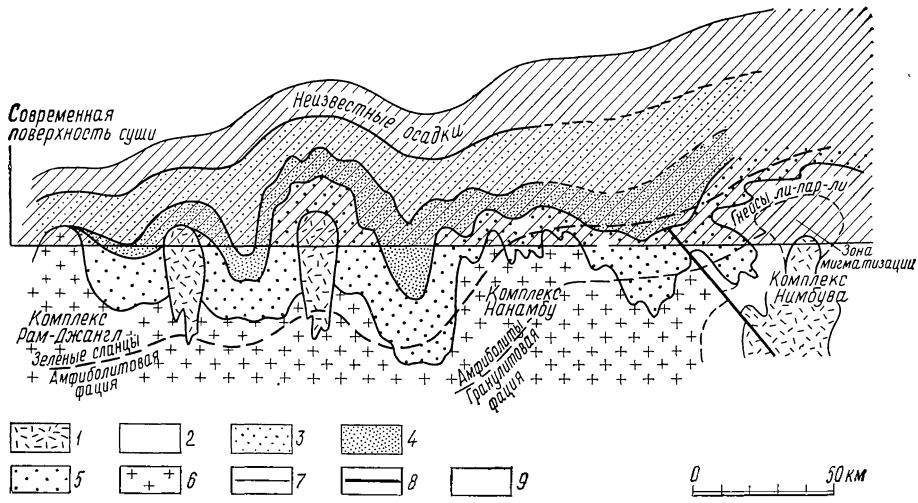


Рис. 17. Схематический разрез геосинклинали Пайн-Крик около 1,8 млрд. лет назад ([316] с изменениями). После эрозии практически до современного уровня, в интервале от 1680 до 1370 млн. лет отлагались образования формации Комболги. *1* — граниты; *2* — неизвестные осадки, установленные по данным изучения метаморфизма; *3* — группа Финисс-Ривер; *4* — группа Саут-Аллигейтор; *5* — группы Маунт-Партридж, Батчелор, Намуна и Какаду; *6* — архейский фундамент; *7* — границы метаморфических зон; *8* — разломы; *9* — первичные урановые руды. Вертикальный масштаб увеличен в 5 раз.

Основные урановые месторождения района Ист-Аллигейтор-Ривер (Рейнджер, Ябилука, Кунгарра и Набарлек) содержат многочисленные рудные тела. Официальные запасы U_3O_8 по месторождениям приблизительно составляют: Рейнджер I (рудные тела 1 и 3) — 100 150 т при содержании 0,25%; Ябилука I и II — 206 800 т при содержании 0,39%; Набарлек — 9500 т при содержании 2,47%; Кунгарра — 17 400 т [282, 81]. Эти цифры несколько превышают значения, приведенные в табл. 3 по данным правительственных и международных организаций.

Месторождение Рейнджер. В хлоритовых сланцах и доломитовых мраморах, а также в измененных разностях этих пород, относящихся к нижней части формации Кахилл, залегают два основных рудных тела и многочисленные перспективные участки горного отвода Рейнджер [82, 81, рис. 18]. Под этой «рудной толщей» расположена толща лежачего бока, сложенная недиафторированными гнейсами, амфиболитами и мигматитами, обрамляющими комплекс Нанамбу; предполагается, что мигматиты развивались по литологическим аналогам пород формации Кахилл. В «рудной толще» обычно присутствуют турмалин-мусковитовые пегматиты, источник которых был расположен, вероятно, недалеко. Породы рудной толщи и толщи лежачего бока разделены нарушением, при этом рудные зоны подверглись основательному дроблению, а породы формации Комболги опущены по разломам в одну из рудных зон. На месторождении Рейнджер выделяются три типа руд: верхняя зона урановосного латерита (мощность 0—10 м); средняя окисленная зона (мощность $\sim$ 10—40 м) и нижняя зона развития настурана, прослеживающаяся от глубины $\sim$ 40 до более чем 400 м. Зоны развития настурана представлены главным образом хлоритизированными сланцами, которые разорваны нарушениями или брекчированы и залегают на измененных карбонатных породах, содержащих магнезит. На месторождении Рейнджер I (рудное тело 1) весьма широко распространены кремнисто-хлоритовые брекчии. Считается, что окварцевание приводило к уменьшению мощности исходных карбонатных горизонтов и образованию в них брекчий обрушения. В сланцах и карбонатных породах региона повсеместно проявлена хлоритизация нескольких возрастов, причем хлорит слагает жилы и цементирует брекчии совместно с настураном. Подкомболгийское несогласие, расположенное несколько выше рудных залежей, могло обусловить частичное приповерхностное растворение и окварцевание карбонатных пород. Урановые минералы встречаются до глубины 400 м и более в хлоритизированных, но неокварцованных карбонатных породах (рис. 18). Значения изотопного возраста месторождения Рейнджер около 1700 и 900 млн. лет получены U-Pb-методом по настурану и галениту [144].

Геологи месторождения Рейнджер [285, 81] полагают, что рудные тела в их современном виде были полностью сформированы за счет процесса ремобилизации более древней минерализации, а первый привнос рудного вещества склонны приписывать гидротермальным флюидам, выделявшимся в процессе магматизации нижнепротерозойских осадочных пород, несогласно перекрывающих комплекс Нанамбу. Переотложение рудного вещества на рубеже около 800—900 млн. лет назад не коррелируется ни с одним из известных геологических событий, однако не исключено, что оно связано с эпейрогенезом и формированием поверхности суши [81].

Месторождения Ябилука. Ябилука II — крупнейшее из известных урановых месторождений с запасами более 204 000 т U_3O_8 при его средней концентрации 0,39%, содержащее, кроме того, около 10 т (около 350 000 унций) извлекаемого золота [282, 139]. Это месторождение еще не оконтурено с двух сторон. Открытое раньше месторождение Ябилука I гораздо меньше и, вероятно, не будет разрабатываться в связи с проблемой охраны окружающей среды. Настурановая минерализация слагает линзовидные зоны предпочти-

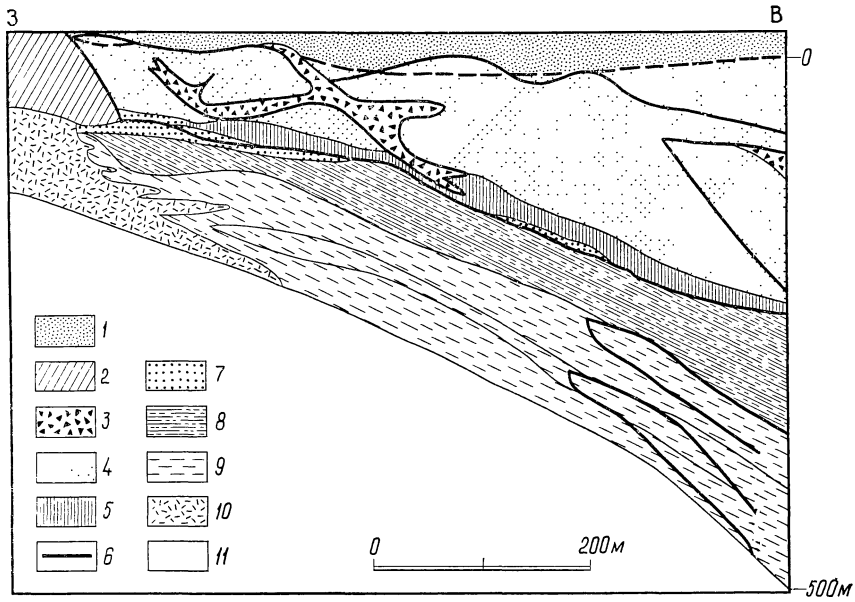


Рис. 18. Разрез рудного тела № 3 месторождения Рейнджер I ([81] с изменениями). Большая часть руды находится в раздробленных и брекчированных зонах, которые невозможно показать в данном масштабе. *1* — зона приповерхностного окисления; *2* — формация Комболги; *3* — пегматиты, пегматоиды; *4* — верхнерудные сланцы; *5* — углистые сланцы; *6* — приблизительный контур рудного тела; *7* — нижнерудные кремни; *8* — розовые хлоритсодержащие карбонатные породы; *9* — полосчатые хлоритсодержащие карбонатные породы; *10* — хлоритовые породы; *11* — сланцы и гнейсы лежачего бока.

тельно в хлоритовых или графитовых сланцах, а не карбонатных породах. Две трети руды формировалось путем заполнения открытых полостей в зонах брекчирования или трещиноватости. Оруденение имеет большой вертикальный размах: оно подсечено наиболее глубокими скважинами на глубине около 700 м, а его верхняя граница проходит вблизи подкомболгийского несогласия. Породы формации Комболги у тектонического контакта с формацией Кахилл местами хлоритизированы, но не содержат руды.

Данные геологического и изотопного датирования противоречивы. Определения по настурану и галениту дают дискордантные значения U-Pb-возраста от ~ 800 до 900 млн. лет, а по настуранам и пиритам месторождения Ябилука II — дискордантные значения от ~ 1120 до 1770 млн. лет [144, 130]. С учетом различных моделей диффузии продуктов распада в качестве минимального возраста можно принять цифру 1380 млн. лет. а 1600 млн. лет считать оптимальным значением возраста основной рудной минерализации [130]. Rb-Sr-датирование по хлориту и серициту указывает на то, что процесс ретроградного метаморфизма протекал в интервале примерно от 1780 до 1600 млн. лет назад [242, 266]. В кварце месторождения Ябилука наблюдаются два вида газово-жидких включений, обогащенных $CaCl_2$ — NaCl и CO_2 — — CH_4; температуры их гомогенизации попадают в интервал от 100 до 160°С [363]. Возраст кварцевых жил с настураном, содержащим флюидные включения, определен недостаточно точно, но, вероятно, является послекомболгийским. Хотя соотношения геологического и изотопного возрастов остаются неясными, некоторые геологи [139, 28, 308] склонны допускать существование в прошлом начальной стадии гидротермальной минерализации, протекавшей на завершающем этапе метаморфизма. В последующем уран неоднократно претерпевал ремобилизацию.

Другие месторождения. В породах формации Кахилл в районе Ист-Аллигейтор-Ривер на расстоянии, не превышающем 50 км от месторождений Рейнджер и Ябилука, расположены месторождения Кунгарра, Набарлек и множество других рудопроявлений, запасы которых окончательно не оценены [96, 10, 139, 308]. Так же как Рейнджер и Ябилука, эти месторождения приурочены к разбитым нарушениями хлоритизированным биотитовым сланцам и карбонатным породам и залегают близ предполагаемого продолжения подкомболгийского несогласия. Во многих из этих месторождений руда локализуется в зонах посткомболгийских разломов; взброс на месторождении Кунгарра имеет амплитуду смещения около 600 м. На месторождении Набарлек в зоне дробления мощностью 10 м встречается очень богатая настурановая минерализация (5—72% U_3O_8), сопровождаемая обильным гематитом и хлоритом.

Месторождения, предположительно связанные с данным типом. Изучение урановых месторождений некоторых регионов мира, залегающих в раннепротерозойских породах, вероятно, должно способствовать более глубокому пониманию генезиса месторождений несогласного типа в особенности потому, что для месторождений, которые в качестве примеров приведены ниже, обычно не устанавливается связи с протерозойскими несогласиями или вышележащими песчаниками. В Окло, Мунана и ряде других крупных месторождений Габона, приуроченных к раннепротерозойской серии Франсвиль, рудные тела залегают в слабометаморфизованных полевошпатовых песчаниках и переслаивающихся с ними доломитистых углистых сланцах, перекрывающих архейский гранитный фундамент [39, 51, 347]. Высококачественные руды ($> 4\%$ U_3O_8) локализуются преимущественно около разломов и у контакта песчаников и углистых сланцев. Важными факторами рудоотложения были, вероятно, следующие: а) отложение обладающих высокой проницаемостью речных или морских прибрежных песчаников с прослоями углистых сланцев; обстановка отложения могла быть смешанной — дельтовой, морской и себхи; б) выщелачивание урана из обогащенных им гранитного фундамента и вулканогенных отложений; в) отложение урана в углеродсодержащих осадках с возможной ремобилизацией из приразломных зон. Возраст руд 2,0 млрд. лет. Концентрация урана в них была достаточно высокой для осуществления самопроизвольных ядерных реакций 1,9 — 2,0 млрд. лет назад. На наш взгляд, эти месторождения представляют собой показательный пример значительных концентраций урана в раннепротерозойских богатых органическим веществом осадках, не подвергавшихся усложнению структур и метаморфизму высоких ступеней.

Месторождения Мичелин и Киттс на полуострове Лабрадор залегают в раннепротерозойских риолитах и туфогенных аргиллитах, метасоматически и метаморфически преобразованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций [106]. Ганди приводит убедительные доказательства вулканогенного генезиса этих месторождений с последующими метасоматическими и метаморфическими преобразованиями, в чем можно усмотреть аналогию с месторождениями района Аллигейтор-Риверс. Вероятно, в качестве примеров протерозойских месторождений подобного типа можно привести также обогащенные ураном и сульфидами метавулканиты Швеции [1] и штата Нью-Йорк [126]. Эти примеры иллюстрируют возможность образования месторождений в толщах наземных и подводных вулканитов, а также ассоциирующихся с последними хемогенных осадков за счет процессов, не требующих наличия несогласия или водоносных горизонтов песчаников. Обогащенные ураном породы служили источником оруденения несогласного типа.

Генезис. Для месторождений несогласного типа, вероятно, типично многостадийное минералообразование, длившееся более миллиарда лет, и их генезис является одним из наиболее сложных в ряду месторождений любых металлов. Хотя многие детали неизвестны, мы считаем, что

ряд геологических соотношений выражен достаточно хорошо для построения генетических концепций. Основной наш вывод заключается в том, что месторождения Австралии и Канады, невзирая на явные различия в деталях, по существу, следует рассматривать с единых позиций в силу сходства их геологического положения, предполагаемых стадий развития, конечного состава и структуры.

Стадия 1. Первичное обогащение осадков ураном. На первом этапе сложного генезиса этих месторождений, очевидно, требуется сингенетическое или диагенетическое обогащение ураном осадочных пород, в которых или по соседству с которыми они залегают. Несмотря на то что этот механизм принимается многими исследователями, например [64, 81, 213], подобное обогащение трудно доказать, вероятно, из-за перераспределения урана в процессе метаморфизма и современного приповерхностного выщелачивания[1]. Некоторые общие особенности месторождений, свидетельствующие в пользу рассматриваемого вывода, состоят в следующем: 1) Повсеместная приуроченность месторождений данного и некоторых иных типов к раннепротерозойским платформам или прибрежно-морским осадочным толщам, представленным углеродсодержащими пелитами, карбонатами и эвапоритами. Сингенетическое и диагенетическое обогащение ураном этих пород можно продемонстрировать на примере слабометаморфизованной серии Франсвиль в Габоне, имеющей тот же возраст. 2) Различные по химизму осадки в этих сериях являются подходящими источниками как для урана, так и для других элементов, характерных для рассматриваемых месторождений, например для As, Au, B, Cl, Hg, Mg и Ni. 3) Многие исследователи полагали, что образованию крупных месторождений таких металлов, как Cu, Pb, Zn, Co или Au, предшествует первоначальное обогащение ими рудовмещающих или залегающих поблизости от месторождения осадочных толщ. Несмотря на то что известны более молодые ($\sim$ 1000—350 млн. лет) обогащенные ураном морские углистые аргиллиты, как, например, толщи сланцев Чаттануга и Элем, нижнепротерозойские прибрежно-морские образования, вероятно, могли быть особенно благоприятными для накопления урана благодаря наличию недавно обогащенных кислородом поверхностных и грунтовых вод, а также жизнедеятельности морских организмов.

Стадия 2. Метаморфогенное обогащение. Метаморфизм рудовмещающих осадочных пород — явление сложное и плохо изученное, но оказывавшее, по-видимому, глубокое влияние на судьбу урана. В породах амфиболитовой фации вблизи толщ мигматизированных осадочных пород, ядер и куполов активизированных архейских гранитоидов локализованы крупные и многочисленные более мелкие месторождения урана. Небольшие месторождения типа Рам-Джангл тяготеют к породам зеленосланцевой фации. В настоящее время невозможно с определенностью сказать, оставался ли уран на месте, в пределах ураноносной материнской породы, перемещался ли вверх от фронта мигматизации [285] или, освобождаясь в результате частичного выплавления гранитной магмы из осадочных пород в магматическую стадию, перемещался вблизи гранитов [28]. Стратифицированность руд в некоторых районах указывает на существенную роль в локализации оруденения углеродсодержащих пластов. Эти пласты либо сами исходно содержали повышенные концентрации, либо были обогащены ураном в процессе метаморфизма. Низкие содержания урана в большинстве вмещающих пород за пределами рудных залежей, по-видимому, могут свидетельствовать о его мобилизации в процессе

[1] Часто упоминаемая величина фоновой концентрации урана (34 млн$^{-1}$) в породах формации Кахилл, по-видимому, ненадежна, так как в усредненные пробы включались образцы из рудных зон (выступления Дж. Фергусона и Р. С. Нидема в ходе дискуссии на симпозиуме по урановой минерализации геосинклинали Пайн-Крик, 1979 г.).

метаморфизма и возможном переотложении во многих небольших рудопроявлениях, известных в пределах рудных полей. Ни форма тел, ни содержания урана на этой стадии неизвестны, но оруденение могло быть представлено рассеянной вкрапленностью и тонкими просечками рудного вещества (см. [28]), а не крупными жилами, типа жил месторождения Биверлодж, поскольку в условиях метаморфизма высоких ступеней вряд ли могли существовать такие открытые структуры [192]. По нашим представлениям, между рудоконцентрирующими объектами этой стадии и ультраметаморфогенными месторождениями типа Россинг существовало некоторое принципиальное сходство, состоящее, например, в том, что в химическом отношении система являлась закрытой, а не открытой, антиклинальные структуры служили ловушками для продуктов минерализации, а оруденение фиксировалось пластами графитовых пород, так как при господствующих в данных условиях температурах углеводороды должны были обладать реакционной способностью. Ретроградный процесс, развивавшийся на стадии затухания метаморфизма, очевидно, также играл важную роль в обогащении пород ураном [28, 139]. Выделить результаты ретроградного метаморфизма трудно, а иногда и просто невозможно из-за наложения гидротермальных преобразований весьма сходного характера в период после возникновения несогласия. Тем не менее очевидно, что образование рудных зон было подготовлено процессами прогрессивного и ретроградного метаморфизма, и мы считаем, что некоторые рудные скопления с промышленными содержаниями урана были сформированы уже до появления минерализации в зоне несогласия.

Стадия 3. Гипергенное обогащение близ зоны несогласия. Можно полагать, что химическое выветривание под несогласиями, особенно в провинции Саскачеван, о котором свидетельствует развитие реголита, способствовало мобилизации урана. К предположению о гипергенном обогащении приводят высокие содержания урана вблизи несогласий на некоторых месторождениях и ограниченные вертикальные размеры ряда рудных залежей, например рудных тел месторождения Ки-Лейк. Однако большинство рудных тел не имеют ярко выраженной зональности по отношению к несогласию, и значительная часть руды близ него могла быть перераспределена после его образования. Зоны приповерхностного обогащения являются, вероятно, очень нестойкими к растворению и воздействию других наложенных преобразований, что, возможно, объясняет сложность описания этой стадии и оценки ее вклада в рудообразование.

Стадия 4. Ремобилизация под покровом песчаников. Основная масса впечатляюще богатых руд и общая морфология рудных тел были, вероятно, сформированы после захоронения эрозионной поверхности под довольно мощной толщей песчаников. Результаты изучения флюидных включений [243, 245, 363] показывают, что температуры гидротермального процесса приближались к 200°С. Этого, по-видимому, было достаточно, чтобы вызвать перераспределение изотопов U и Pb и таким образом «омолодить» изотопный возраст. Подобный эффект в Саскачеване, возможно, был вызван внедрением мафических даек [146], однако в пределах Северной территории, Австралия, подходящие магматические образования неизвестны. Заманчивой альтернативой магматизму, способной объяснить гидротермальную активность, является радиогенное тепло, генерируемое либо рассеянным, либо сконцентрированным в рудах ураном фундамента [329, 85]. Рассчитанные для месторождения Мидуэст-Лейк векторы теплового потока направлены вверх по структурным элементам в перекрывающие песчаники. Источником урана на этом месторождении считались песчаники кровли [146], однако свидетельств достаточного содержания в них обломков химически нестойких минералов, способных послужить надежным источником для формирования месторождения такого размера и качества, мы не видим. По нашим представлениям, руды, имеющие возраст

от 800 до 1200 млн. лет, включая и те, которые локализованы в перекрывающих песчаниках, возникли в результате перераспределения урана из более древних источников, расположенных в фундаменте. По-видимому, важную роль в этом перераспределении играли малоамплитудные, вероятно унаследованные, разломы, секущие песчаники. Надрудные песчаники, например песчаники формации Атабаска, претерпели ряд сложных гидротермальных преобразований, в том числе неоднократные окисление и восстановление, что, вероятно, объясняется смешением флюидов, часть которых поступала из фундамента. Восстановителем должно было служить подвижное соединение вроде метана [146], однако мы опасаемся, что образование метана из графита и последующее восстановление им урана не могли быть достаточно эффективными по кинетическим причинам, хотя, согласно термодинамическим расчетам, такие реакции возможны. Но необходимый эффект мог достигаться при участии других углеводородов, например этилена (Левенталь, устное сообщение, 1980). Углерод карбоната, выделявшегося совместно с настураном, обладает обычным изотопным составом [28, 245], тогда как при изотопном обмене между CH_4 и CO_2 изотопное соотношение характеризовалось бы большими отрицательными значениями [238]. Другим подвижным восстановителем является метастабильная сера [122], которая может возникать при частичном окислении сульфидов пород фундамента; в пределах неизмененных участков рудовмещающих метаосадочных пород наблюдаются многочисленные свидетельства окисления и разрушения пиритовых скоплений. Песчаники кровли, очевидно, весьма важны в качестве водоносного горизонта, обеспечивающего проникновение окисляющих вод и способствующего перераспределению урана и повышению его содержания в рудах месторождения.

Месторождения в ультраметаморфических породах

Введение. Урановые месторождения, расположенные в гранитоидах или по соседству с ними, известны во многих местах. Некоторые из них, например месторождения района Банкрофт в провинции Онтарио, являлись крупными поставщиками сырья в 1950-е годы. Позднее в Намибии было подготовлено к эксплуатации месторождение Россинг — очень крупный объект с бедными рудами и производительностью около 40 000 т руды в день. Генезис этих месторождений продолжает оставаться спорным, вероятно, отчасти из-за разнообразия процессов, проявившихся в одном месте. Однако совершенно очевидно, что доминирующим процессом был метаморфизм весьма высокой ступени, который мы называем ультраметаморфизмом. Такой метаморфизм происходил при температурах и давлениях, достаточно высоких для осуществления частичного или полного плавления пород [350]. С возникающими при этом анатектическими силикатными расплавами и связано образование рассматриваемых месторождений. Иногда эти месторождения называют анатектическими, или пегматитовыми, или месторождениями порфирового типа, однако такие термины в равной мере применимы к магматическим породам, кристаллизующимся на участках земной коры, расположенных намного выше зоны анатексиса. Термин «ультраметаморфизм» используется для обозначения условий глубинного крайне высокотемпературного метаморфизма и процессов частичного плавления. В описаниях, приведенных ниже, основное внимание уделяется метаморфическим породам и возможному отложению урана из силикатных расплавов: при этом, как правило, не рассматриваются осложнения процессов, связанные с участием синхронного с метаморфизмом либо наложенного метасоматоза.

Наиболее известные месторождения расположены в провинции Гренвилл восточной Канады, а также в районе Россинг, Намибия, однако имеются и другие представители: в домене Вулластон, провинция Саскачеван [211, 192] и комплексе Уильяма в Южной Австралии [46, 246, 159, 359].

Провинция Гренвилл, Квебек и Онтарио. В гранитоидных породах провинции Гренвилл Канадского щита, расположенной на востоке Канады, содержится множество урановых месторождений, имеющих явные признаки связи с процессами ультраметаморфизма. На протяжении примерно 1500 км с юго-запада на северо-восток размещаются следующие ураноносные районы: известный район Банкрофт в Онтарио; Мон-Лорье в Квебеке; Сет-Иль, Джохан-Биц, Ромен и Сент-Огюстен в восточном Квебеке [289, 18, 171, 135]. Согласно современным представлениям о геологической истории провинции Гренвилл [356, 357], в докембрии выделяются четыре крупных этапа: 1) развитие гнейсовых комплексов фундамента из граувакк, вулканических и интрузивных пород в позднеархейское или раннепротерозойское время; 2) несогласное отложение шельфовых осадков комплекса Гренвилл на породы фундамента и метаморфизм на рубеже около 1,75 млрд. лет назад; 3) внедрение мафических или гранитоидных пород около 1,4 млрд. лет назад; 4) внедрение синкинематических мафических и гранитоидных пород и метаморфизм комплекса Гренвилл в интервале от $\sim$ 1,25 до 1,0 млрд. лет назад. Урановые месторождения, по-видимому, сформировались из метаосадков комплекса Гренвилл в позднюю стадию гренвиллского орогенеза. Определения по минералам урана и ассоциирующимся с ними породам и минералам дают изотопный возраст около 1,0 млрд. лет [273, 196, 97]. Принятая последовательность событий, включающая несколько периодов осадконакопления и интрузивного магматизма, заставляет предполагать, что происходило неоднократное переотложение урана, предшествовавшее образованию месторождений.

Месторождение Россинг в Намибии является крупнейшим из известных ультраметаморфических месторождений, содержащим около 136 000 т U_3O_8 при среднем содержании всего около 350 млн$^{-1}$ (0,035%). Довольно хорошо установлена его общая геологическая позиция [227, 155, 26, 339] (рис. 19), однако детальное описание рудных тел отсутствует. Месторождение расположено в складчатом поясе Дамара и залегает в осадочных образованиях, возраст которых составляет примерно 1 млрд. лет; породы этого пояса отлагались на раннепротерозойских гнейсовых куполах и вместе с ними подверглись частичному плавлению. Пегматиты и урансодержащие аляскитовые пегматоидные граниты являются поздне- и послескладчатыми; Rb-Sr-датирование аляскитовых пегматоидных гранитов дает возраст 468 $\pm$ 8 млн. лет (ср. с 510 млн. лет для главной фазы дамарской складчатости) [339]. Уран в виде уранинита, бетафита и вторичных минералов с шестивалентным ураном встречается главным образом в аляскитовых гранитах, прорывающих известковистые метаосадочные породы [26]. Уран концентрируется в биотитовых оторочках по контакту аляскитовых гранитов. Отношение урана к торию в них близко к 20. Приблизительно 40% урана сосредоточено в вторичных минералах, что является, вероятно, следствием процесса остаточного обогащения, протекающего в специфических условиях климата пустыни Намиб, где источником небольшого количества влаги является лишь ночной туман.

Фундамент в районе сложен очковыми гнейсами группы Аббабис, имеющими возраст 2 млрд. лет. Их несогласно перекрывает комплекс Дамара — мощная ($>$5 км) толща песчаных, глинистых и известковистых осадочных пород среднепротерозойского возраста. Накапливалась она, согласно выводу Бернинга и др. [26], в речных и мелководно-морских обстановках. Группа Носиб в районе Дамара, вероятно, коррелируется с низами серии Роан из системы Катанга в Замбии и Заире и, следовательно, имеет возраст около

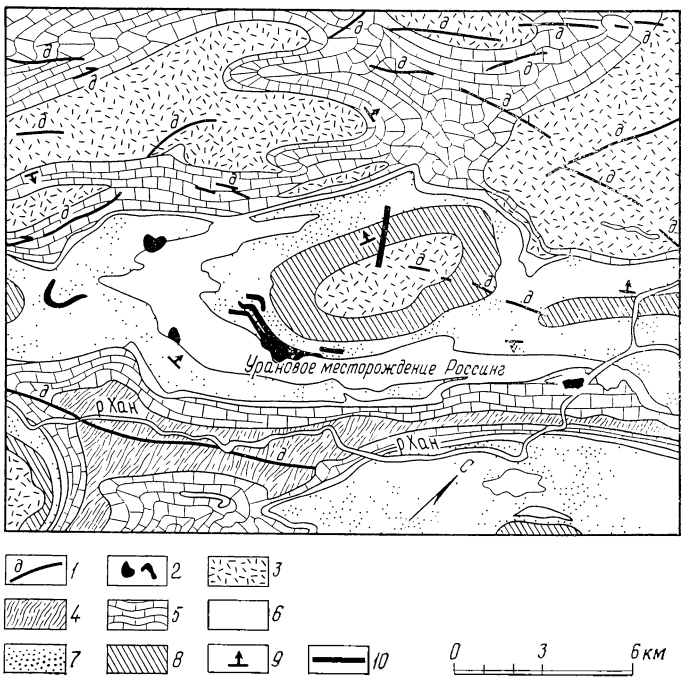


Рис. 19. Геологическая карта района рудника Россинг ([26] с изменениями). Месторождение локализовано в известковых породах формаций Хан и Россинг примерно в 2 км от гнейсового купола с оболочкой. *1* — дайки долеритов (посткару); *2* — пегматитовые граниты; *3* — гранитогнейсы и граниты; *4—8* — надгруппа Дамара; *4* — формация Хомас; *5* — формации Велвич и Чуос; *6* — формация Россинг; *7* — формация Хан; *8* — формация Этузис: биотитовые гнейсы и полевошпатовые кварциты; *9* — простирание и падение сланцеватости; *10* — разломы.

1 млрд. лет. Базальная формация Этузис представлена главным образом метааркозами и имеет мощность около 800 м. Залегающая на ней формация Хан мощностью около 200 м сложена в основном известково-силикатными гнейсами и сланцами, образованными, вероятно, по известковистым и глинистым осадкам. В этих метаосадочных породах встречается ангидрит. Выше залегает формация Россинг, сложенная примерно 200-метровой толщей мраморов и известково-силикатных гнейсов. Известковистые породы формаций Хан и Россинг являются главными вмещающими породами для интрузивов урансодержащих аляскитовых гранитов (рис. 19). Как в региональном масштабе, так и в пределах месторождения дайки и неправильной формы тела гранитов приурочены к антиклинальным или купольным структурам и «подпруживаются» сверху пластами мраморов [339].

Возможны два источника обогащенных ураном гранитных расплавов. Первый — это гранитогнейсы фундамента и синкинематические гранитогнейсы, обладающие высокой радиоактивностью по всему региону [339], другой — аркозы базальной формации Этузис. Последовательность событий рисуется Бернингу и др. [26] в следующем виде: извлечение урана из гранитогнейсового фундамента, связывание его в накапливающихся обломочных породах и ремобилизация в процессе анатексиса. Судя по стратиграфическим данным, урансодержащий анатектический расплав на месторождении Россинг поднимался вверх примерно на 750—1000 м. Считается, что локализация урановой минерализации в некоторых телах аляскитовых гранитов в какой-то

мере отражает обогащенность ураном залегающих глубже пород, подвергшихся частичному плавлению [26].

Концентрированное накопление урана, выделявшегося из анатектического расплава, могло осуществляться посредством одного или нескольких процессов. Один из них — восстановление урана железом ксенолитов мафических изверженных и осадочных вмещающих пород, приводящее к ассоциации уранинита с гематитом и биотитом [339]. Другой механизм — понижение Eh и увеличение pH в связи с ассимиляцией богатых основаниями вмещающих пород [26]. Еще один путь состоит в восстановлении урана графитом или углеводородами, однако графит на этих месторождениях был обнаружен лишь Моро [223]. Фиксация приносимого урана во вмещающих породах в процессе их метасоматических преобразований вполне вероятна, так же как накопление его в биотитовых оторочках около гранитных интрузивов.

Некоторые общие замечания. Из рассмотренных выше примеров и сведений по другим урановосным ультраметаморфическим породам выявляются некоторые общие особенности. Хотя имеются исключения и не все выводы бесспорны, для урановых месторождений в ультраметаморфических породах, по-видимому, справедливо следующее: 1) они располагаются на расстоянии около 1 км и меньше от гранитогнейсовых комплексов фундамента, имеющих возраст от архея до раннего протерозоя. 2) Месторождения залегают в супракрустальных осадочных породах, главным образом раннепротерозойского возраста (за исключением месторождения Россинг, залегающего в среднепротерозойских породах). 3) Литологические особенности пород указывают на осадконакопление в мелководно-морских шельфовых и речных обстановках; наличие таких минералов, как ангидрит и скаполит, заставляет предполагать присутствие эвапоритов во многих осадочных сериях. 4) Обогащение такими элементами, как B, Cl, F, P и S, вероятно, вызвано наличием в осадочных сериях хемогенных образований. Низкое содержание Th также согласуется с предположением об осадочном источнике. 5) Анатектические расплавы перемещались на относительно небольшие расстояния: на месторождении Мон-Лорье (Аллен, в печати) они формировались практически in situ, а на месторождении Россинг перемещались примерно на 1 км. 6) Такие месторождения, как Джохан-Бит и Крокерс-Уэлс, могли быть обязаны своим происхождением совершавшим метасоматоз водным флюидам при отсутствии или незначительной роли прямого выделения рудного вещества из силикатного расплава. На этих месторождениях большие количества урана, по-видимому, содержатся в титановых фазах, и для них характерны меньшие размеры и более бедные руды по сравнению с месторождениями, образовавшимися из расплавов. 7) Анатектические расплавы и производившие метасоматические изменения флюиды накапливались в ядрах антиклинальных структур, под толщами прочных и огнеупорных мафических или кальциевых пород. 8) Характер геологических структур и геохронологические данные свидетельствуют о том, что урановосные анатектические расплавы формировались в позднескладчатый этап: в двух случаях месторождения на 25 млн. лет и $\sim$ 100—200 млн. лет моложе главной фазы (пика) складчатости. 9) В ряде месторождений важную роль в качестве восстановителя, вероятно, играл графит (Аллен, в печати), на других месторождениях он, возможно, присутствует, но пока не описан. Восстановителем могло быть также закисное железо в биотите, амфиболе и окислах железа.

Недавние полевые наблюдения и лабораторные эксперименты показывают, что гранитные расплавы могут образоваться в земной коре из пород близкого состава при температурах 650—700° C и давлениях несколько килобар [215, 353, 350]. Рассмотренные здесь примеры свидетельствуют о том, что во многих случаях уран переходит в расплав, а не остается в тугоплавкой реститовой фракции. Расстояние, которое может преодолеть расплав,

зависит от многих причин, например от структуры, содержания летучих в расплаве и его вязкости. Очевидно, важную роль играет тот факт, что месторождения локализуются в небольших телах или прожилках, сформированных при кристаллизации анатектического расплава, вблизи места его выплавления, так как это препятствует рассеиванию урана. В геологическом отношении существенным является то, что расплав не поднимается далеко вверх и не образует крупных плутонических тел. Одним из факторов, управляющих этим, является наличие антиклинальных структур и жестких пластов, ограничивающих миграцию расплава. Представляется важным отложение урана по соседству с известковистыми метаосадочными породами. Одна из причин этого, по-видимому, кроется в восстановлении урана графитом или органическим веществом, которые изначально имеются во многих карбонатных толщах. Другой причиной могло быть восстановление урана метаном, образованным за счет карбонатов [239].

Классические жильные месторождения

Эта категория представлена месторождениями, в образовании которых преимущественную роль играет структурный контроль. Сюда относятся урановые рудные тела, приуроченные к сравнительно простым разломам и зонам трещиноватости, прослеживающиеся часто на глубину от 300 до 1500 м, залегающие в различных по составу вмещающих породах, но сохраняющие при этом многие общие минералогические и геохимические особенности. К хорошо известным примерам месторождений данного типа, залегающих в метаморфических породах, относятся рудник Фей-Эйс-Верна (Эльдорадо), район Биверлодж, Саскачеван; рудник Эхо-Бей (Порт-Радий), район Большого Медвежьего озера, Северо-Западные территории; рудник Шварцвальдер в Колорадо; районы Пршибрама и Фрейберга в Восточной Европе, а также рудник Шинколобве в Заире. Жильные месторождения в гранитах хорошо известны во Франции, Испании и Португалии. Выделены два крайних по составу вида жил ([83, 284] и др.): 1) жилы простого минерального и химического состава, содержащие уран преимущественно в виде настурана, и 2) жилы сложного минерального и химического состава, содержащие Ag, Co, Ni, Bi и другие элементы, а также Cu, Au, Se и As главным образом в форме сульфидов, селенидов и сульфоарсенидов.

Жилы простого минерального состава. Крупные жильные месторождения простого минерального состава залегают в метаморфических породах района Биверлодж в провинции Саскачеван, Канада, и Передового хребта в штате Колорадо, США, а также в гранитных массивах Европы. Район Биверлодж занимает по добыче первое место в мире среди месторождений жильного типа, обладая прогнозными запасами около 27 000 т U_3O_8 [23, 332]. До сих пор функционирующий комплекс Фей-Эйс-Верна дал более 14 000 т U_3O_8. Вмещающие породы представлены главным образом архейскими — раннепротерозойскими метаосадочными породами группы Тазин и гранитами предположительно метаморфического происхождения [23, 33]. В период от раннего до среднего протерозоя на породах фундамента несогласно отлагались континентальные красноцветные образования формации Мартин. Полагают, что урановые жилы формировались на рубеже около 1,8 млрд. лет назад, вслед за периодом гранитизации, а их вещество подвергалось перераспределению примерно 1,1 млрд. лет назад и позже [178, 23, 332].

Месторождение Фей-Эйс-Верна (рис. 20) образует серию тесно расположенных рудных тел в лежачем и висячем крыльях разлома Сан-Луис. Рудные тела прослеживаются на расстоянии свыше 4000 м по горизонтали, более 1500 м по вертикали, а в стороны от плоскости главного нарушения отходят

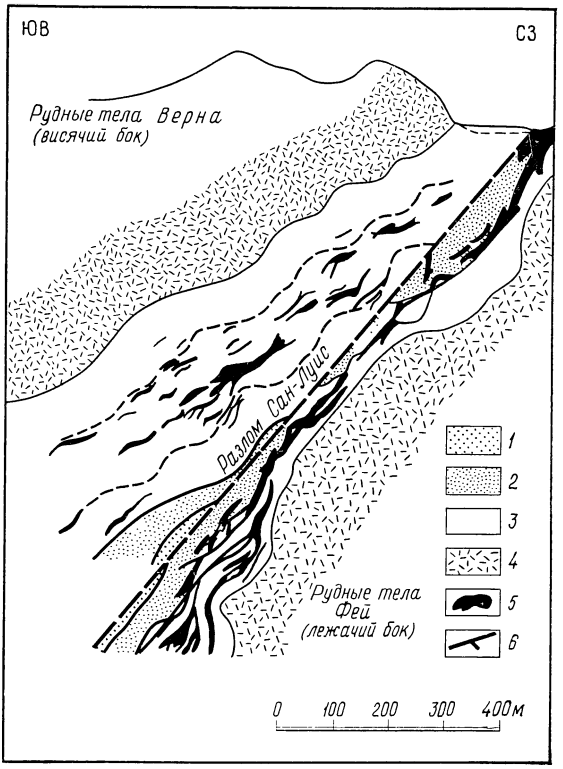


Рис. 20. Сводный разрез рудных тел Фей и Верна, рудник Эльдорадо (вертикальная проекция наклонных разрезов, [198] с изменениями). Приведенное сечение месторождения Верна находится на расстоянии около 2,4 км к северо-востоку от показанного на рисунке разреза месторождения Фей. *1* — формация Мартин; *2* — красные гнейсы и милониты верхней части группы Тазин; *3* — метаосадочные породы группы Тазин; *4* — граниты и гнейсы группы Тазин; *5* — рудные тела; *6* — главный разлом.

не далее чем на 100 м. В пределах всего района урановые месторождения располагаются на расстоянии не более 200 м от несогласия Тазин — Мартин [307]. Вторичное обогащение руд наблюдается в верхней 100-метровой зоне рудника Фей; ниже, в интервале около 1400 м, в рудных телах не наблюдается практически никаких существенных изменений минерального состава; отмечена лишь некоторая вертикальная зональность в отношении элементов-примесей (Se, V, Ag, Ni, As) [332].

Жилы Фей-Эйс-Верна и многих других месторождений района Биверлодж характеризуются несколькими стадиями карбонатизации, широким развитием спекулярита (в жилах и вмещающих породах) и настурана. Исследованием газово-жидких включений [228] по стадиям в кальцитах и кварце выявляется тенденция снижения температур от начальных, близких к 440° С, до ~80° С на завершающих стадиях (с учетом поправки на давление). Концентрации растворов в NaCl-эквиваленте достигали ~28%. Изучением стабильных изотопов [288] обнаружено уменьшение $\delta^{18}O$ со временем и с падением температуры. Это объясняется прогрессирующим развитием изотопного обмена между «метаморфическим» гидротермальным флюидом и вмещающей породой, а также возможным подмешиванием вадозных вод на поздних стадиях рудообразования. Тесная пространственная связь рудных зон с несогласием Тазин — Мартин приводит к мысли о возможном участии гипергенных процессов в формировании рассматриваемого месторождения [307], однако его структурная позиция, стратиграфическое положение, возраст, минералогические и геохимические особенности, вероятно, лучше всего объясняются исходя из предположения о метаморфическом происхождении рудообразующих гидротермальных флюидов [23, 288, 332]. Некоторые исследователи рассматривают жилы Биверлоджа как разновидность рудных тел несогласного типа.

Рудник Шварцвальдер и многие другие мелкие месторождения залегают в раннепротерозойских метаосадочных породах предгорий Передового хребта, примерно в 25 км к западу от Денвера, Колорадо. Наиболее благоприятными для локализации оруденения породами были гранат-биотитовые и известково-силикатные гнейсы, кварц-биотитовые сланцы и кварциты [304]. Этот предгорный рудный пояс расположен примерно в 8 км от передовой линии хребта и палеозойских красноцветов, в то время как ларамийский рудный пояс с меньшими масштабами добычи урана находится примерно в 16 км западнее и имеет иное простирание. На месторождении уже добыто около 5000 т U_3O_8, примерно столько же насчитывают оставшиеся запасы, и, таким образом, Шварцвальдер из месторождений с оруденением в крепких породах является самым крупным в США [247].

По отношению к основным докембрийским разломам структуры, вмещающие урановые месторождения, являются нарушениями второго порядка. Для них характерно наличие плоских или ветвящихся (типа конского хвоста) жил, имеющих пологое падение, которое становится круче в местах их сочленения с основными разломами [247, 71, 355]. Пересечение хрупких пород в растянутом структурном носу складки и плоскости разлома Иллинойс создает особенно благоприятную в структурном отношении зону для локализации мощных рудных залежей [355]. Оруденелые интервалы разломов, как выяснено, прослеживаются на глубину более 900 м без изменений минерального состава и качества руд, а сама минерализация продолжается еще ниже. Длина отдельных рудных тел по простиранию в основном не превышает 200 м.

Состав и облик жил Шварцвальдера и других месторождений предгорий напоминают жилы района Биверлодж. Характерными минералами являются настуран, коффинит, адуляр, анкерит и пирит [247, 343]. Отложение гематита на некоторых участках предшествовало выделению настурана, на других происходило позже последнего. Флюидные включения в адуляре продуктивной стадии очень мелки и трудны для исследования, но по ним установлены температуры выше 100° С ([264]; Барабас, устное сообщение, 1978).

Предполагается, что отложение урана происходило позже воздымания Передового хребта, имевшего место в процессе ларамийского орогенеза (~62 млн. лет), в интервале глубин от 500 до 3000 м и, возможно, гидротермальными флюидами вадозного происхождения [361, 343]. Хотя уран-свинцовые определения по настурану из нескольких месторождений показывают возраст от 52 до 73 млн. лет [304, 143], структурные и текстурные соотношения свидетельствуют о том, что рудоотложение происходило по разломам одновременно или вслед за деформациями орогенного этапа. Необходимый для гидротермального процесса тепловой режим поддерживался внедрением ларамийских даек — подходящих источников тепла, расположенных не далее 2 км от любого месторождения. Эти дайки и их экструзивные аналоги небогаты ураном и их не следует путать с обогащенными ураном бостонитами района Сентрал-Сити, расположенного в 16 км западнее. По мнению многих исследователей, источником урана являлись докембрийские метаосадочные породы, однако определенных геохимических данных в подтверждение этого пока нет. По литологии и возрасту эти метаосадочные породы весьма сходны с образованиями района Атабаска и геосинклинали Пайн-Крик. Парагенезисы жил и продуктов гидротермального преобразования пород указывают на щелочную обстановку рудоотложения, подобную той, которая существует в геотермальных системах, обогащенных карбонатным веществом. Механизм, связывающий рудоотложение с потерей CO_2, принятый для залегающих в гранитах жильных месторождений Франции [251], вероятно, годится и для урановых и жильных минералов Шварцвальдера. Восстановите-

лями могли быть сульфид-ион, закисное железо и углеводороды. Жильные месторождения в гранитах, характеризующиеся простым минеральным составом, встречаются во всем мире, однако лучше всего они изучены во Франции. К этому типу, вероятно, относится месторождение Ганнар провинции Биверлодж в Канаде, и в таком случае его следует считать самым крупным из известных месторождений рассматриваемой группы. С 1955 по 1963 г. его продукция составила 8600 т U_3O_8. Мнения по поводу его генезиса разделились между сторонниками гидротермального и гипергенного механизмов [115, 225, 107, 19, 251]. Исследование флюидных включений [61, 189] сдвинуло это равновесие в пользу гидротермального процесса, хотя позднее гипергенное обогащение в экономическом отношении остается очень существенным процессом.

Залегающие в гранитах месторождения Франции формировались в четыре стадии:

1. Образование интрузивов урансодержащих плюмазитовых анатектических гранитов; примерно 350 млн. лет назад (герцинский орогенез). Высокие содержания U, F, Sn, Li, W и Be (но низкие Th) в гранитах объясняются заимствованием этих элементов из супракрустальных пород.

2. Гидротермальные изменения с образованием мусковита и альбита, а также выносом кремния, в результате которых формировались «эписиениты», а уран из решеток породообразующих минералов перемещался в новообразованный акцессорный уранинит; около 285 млн. лет назад (см. предыдущие ссылки и [224]). Альтернативная точка зрения [48] состоит в том, что предположение об образовании двуслюдяных гранитов не обязательно, поскольку некоторые биотитовые граниты, как известно, содержат позднемагматический уранинит и вмещают более молодые жильные месторождения. Замещение биотита мусковитом или хлоритом могло приводить к высвобождению урана для образования уранинита [161]. Эти процессы делают граниты «плодородными», и уран из них впоследствии мог выщелачиваться гидротермальными или экзогенными флюидами [225]. Преобразования «эписиенитового» характера, кроме того, приводят к увеличению пористости, которая часто благоприятствует формированию поздних вкрапленных урановых руд, характерных, например, для месторождений Фэнни, Марньяк и Ганнар.

3. Выщелачивание акцессорного уранинита карбонатными вадозно-гидротермальными флюидами после подновления нарушений и отложение его в открытых структурах, где происходило выкипание CO_2. Температуры отложения настурана на различных участках составляли от 350 до 100°С, а давление колебалось от 100 до 300 бар. Эта стадия протекала примерно 275 млн. лет назад или спустя ~75 млн. лет после становления гранитов. В восстановлении, если оно было причиной рудоотложения, мог принимать участие сульфид-ион.

4. И наконец, гипергенная мобилизация урана и обогащение руд в третичный период; примерно 30 млн. лет назад.

Месторождение Ганнар залегает в трубообразном теле сиенитов, представляющих собой преобразованные гранитогнейсы [84, 183, 23] (рис. 21). Руда пересекается дайкой, имеющей возраст 1,8 млрд. лет. На первой стадии изменения микроклин и пертит замещались альбитом (An). Позднее в этой зоне альбитизации кальцит замещал кварц. В итоге образовался альбитовый сиенит, содержащий от 70 до 95% альбита. Настуран и уранофан отлагались почти одновременно с карбонатами, ортоклазом, каолинитом и кварцем, приуроченными к трещинам хрупкой деформации, которые образуют штокверковую сеть в сиенитах [84].

Понятно, что двуслюдяные граниты лишь косвенно связаны с этими месторождениями, залегающими в гранитах. Такие действенные факторы, как тепло (дайки) и окисляющие, богатые CO_2 гидротермальные флюиды,

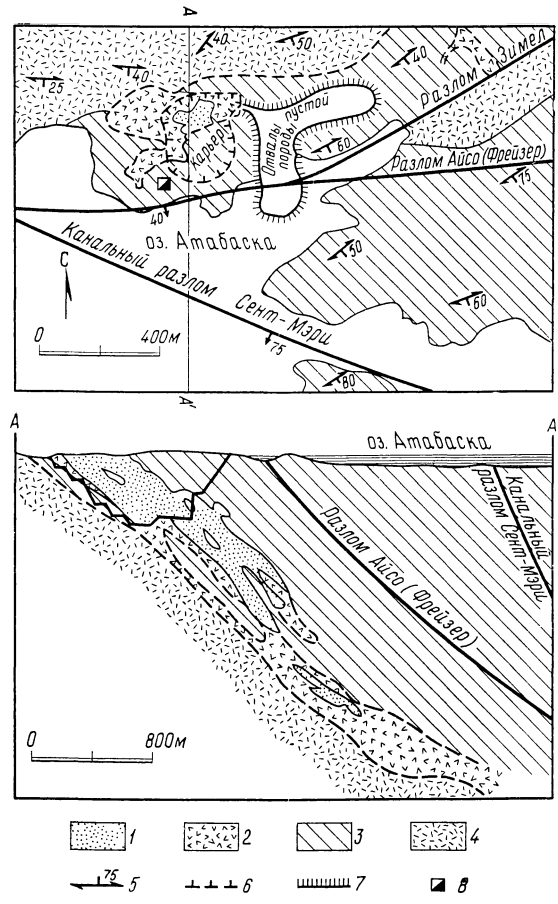


Рис. 21. Геологическая карта и разрез рудника Ганнар ([84, 23] с изменениями). Обратите внимание на то, что рудные тела в основном не выходят за пределы сиенитизированных гранитов Ганнар. *1* — руды; *2* — сиениты; *3* — граниты Ганнар; *4* — парагнейсы; *5* —сланцеватость и ориентировка гнейсовой текстуры; *6* — карьер; *7* — отвалы пустой породы; *8* — шахта.

по-видимому, могли аналогичным образом воздействовать на любую проницаемую породу, являющуюся источником урана, что, вероятно, и имело место на месторождении Шварцвальдер. Состав флюидов и образующихся минералов, по-видимому, должен меняться в зависимости от состава вмещающих пород, и следует ожидать, что соответствующим образом будут меняться соотношения между количествами образующихся кварца, карбонатов, полевых шпатов и слюд.

Жилы сложного минерального состава. Урановосные жилы с комплексом сложных минералов, содержащих Cu, Co, Ni, Ag, Bi, S, As, известны во многих регионах, особенно в районе Большого Медвежьего озера (Порт-Радий), Северо-Западные территории, и районе Биверлодж в Канаде; в районах Яхимова и Пршибрама в Чехословакии [284]; в районе Медный пояс — Шинколобве в Замбии и Заире. Для большинства этих месторождений характерна следующая основная последовательность выделения минералов: за ассоциацией раннего кварца и гематита следует настуран, затем минералы Co, Ni, As, S и, наконец, позднее минералы As, Ag, Bi [23, 272, 16]. На месторождении Порт-Радий жилы разрабатывались до глубины 400 м и на 1,5 км по простиранию. Месторождение Шинколобве заслуживает внимания в связи с тем, что в геологическом отношении оно сходно с некоторыми типами рудных залежей в метаосадочных породах. Шинколобве — крупнейшее в группе, включающей более 20 урановых месторождений провинции Шаба (Заир) и такое же количество в Медном поясе Замбии [69, 108, 98, 235]. Все эти урановые месторождения стратифицированы (рис. 22), располагаясь

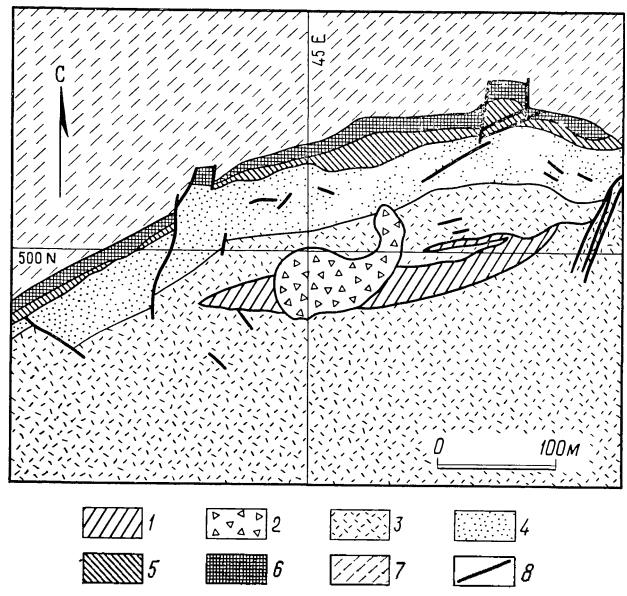


Рис. 22. Геологическое строение месторождения Шинколобве на горизонте 150 м ([69] с изменениями). *1* — магнезитовое жильное заполнение; *2* — брекчии; *3* — доломиты C.M.N.; *4* — доломитсодержащие слюдяные сланцы S.D.; *5* — кремнистые доломиты R.S.C.; *6* — кремнистые доломиты R.S.F.; *7* — тальковые сланцы и доломиты R.A.T.; *8* — разломы.

в пределах отложений формации Нижний Роан возраста примерно 1,0 млрд. лет [43]. Урановые и Ni-Co-S-Se-минералы в Шинколобве являются послескладчатыми и дают значения U-Pb-возраста в интервале 670—620 млн. лет [143]. Оруденение других урановых месторождений в меньшей степени подверглось переотложению и обычно залегает вблизи (но стратиграфически ниже) основных горизонтов медистых сланцев формации Нижний Роан. Для локализации урана, по-видимому, были благоприятны прибрежные песчаные фации в трансгрессивных сериях.

Несмотря на то что Шинколобве и сходные с ним урансодержащие полиметаллические месторождения Медного пояса кратко описаны в литературе по медным месторождениям, удается проследить некоторые элементы сходства между ними и месторождениями несогласного типа (в особенности с Рейнджером), а также протолитами [1], упоминавшимися при описании других месторождений:

1. Многочисленные признаки свидетельствуют об осадконакоплении в прибрежно-морских условиях, включая образование песчаных дюн, надлиторальных доломитов, эвапоритов и биогерм [216, 95]. Гарлик [108] высказал предположение о сингенетическом накоплении урана в песчаных отложениях у береговой линии, по соседству с возвышенностями, сложенными архейскими гранитами.

2. В слабометаморфизованных доломитах и сланцах широко проявлены гидротермальные изменения пород — образование магнезита (рис. 22) и силиката Mg (талька). Особенно интенсивно магнезит и тальк отлагались в зонах брекчирования и в мелких пустотах [69].

[1] Protolith (син. parent rock) —«материнская» неметаморфизованная порода, исходная для метаморфической.— *Прим. перев.*

3. Флюидные включения в жильных магнезите, доломите и кварце отличаются очень высокой соленостью и гомогенизируются при температурах выше 200°С [235].

4. Некоторые детали морфологии рудных тел позволяют предполагать близповерхностное переотложение урана в карсте или у зеркала грунтовых вод, а другие, описанные Дерриксом и Ваэсом [69],— подпруживание растворов под надвиговыми чешуями из оталькованных пород. Многие из этих сведений можно было бы отнести к породам и рудам геосинклинали Пайн-Крик или группы Вулластон с той лишь разницей, что Медный пояс менее метаморфизован и содержит существенно больше Cu, Co, Ni, S, Se. Гарлик [109] для подтверждения своей гипотезы сингенетического отложения сульфидов меди в сланцах, окаймляющих водорослевые биогермы, цитирует описание провинции Рам-Джангл и Саут-Аллигейтор-Ривер, приведенные Кондоном и Уолполом [57].

Повышенные относительно фона и промышленные содержания таких элементов, как Cu, Co, Ni, Ag, Bi и As, обнаруживают тенденцию к ассоциации со многими типами уранового оруденения. В основе этой ассоциации, вероятно, лежат особенности химизма пород, служивших источником рудного вещества, а также условия его переноса и отложения. Близ некоторых месторождений, например в районах Биверлодж и Большого Медвежьего озера, имеются мафические породы, которые могли быть источником металлов — спутников урана. В Медном поясе подобным источником могли послужить измененные вулканиты, однако большинство исследователей связывают рудообразование с сингенетическими или диагенетическими процессами в углеродсодержащих богатых сульфидами пелитах, которые в таком случае оказываются более прямым источником металлов в обстановке ремобилизации с образованием рудных жил.

Месторождения, связанные с изверженными породами

Хорошо известно свойство урана накапливаться в богатых кремнеземом плутонических породах [276, 277], однако никаких промышленных месторождений собственно магматического генезиса в гранитах неизвестно. Но интрузии щелочных сиенитов, например Илимауссак в Гренландии [309], Посос-де-Калдас в Бразилии [7] и Бокен-Маунтин на Аляске [206], действительно содержат промышленные или близкие к ним концентрации урана. Кроме того, над ними залегают пегматитовые и жильные месторождения. Месторождение Россинг и его аналоги рассматриваются как месторождения в ультраметаморфических породах. В контактовых зонах интрузий встречаются месторождения, генезис которых еще не вполне ясен; урановые месторождения в различной структурной обстановке залегают и в гидротермально измененных вулканогенных породах.

Месторождения в щелочных породах. Нефелиновые сиениты ряда регионов мира содержат промышленные количества урана, тория, ниобия, циркония и редких земель. Наиболее примечательными являются районы Илимауссак, Посос-де-Калдас, Ловозеро (Кольский полуостров) и Пиланесберг (Южная Африка). На месторождении Илимауссак кумуляты эгирин-арфведсонитовых нефелиновых сиенитов, имеющих возраст около 1,2 млрд. лет, обычно содержат 200—300 млн$^{-1}$ U и 200—900 млн$^{-1}$ Th. В отдельных зонах содержание повышается до 1000 млн$^{-1}$ U и 5000 млн$^{-1}$ Th [309, 31]. Надежно оцененные запасы месторождения Куанефьелль составляют 32 000 т U_3O_8, извлекаемых при стоимости 10 долл. за 1 кг (ОЭСР, 1978).

В комплексе сиенитовых пород Посос-де-Калдас, имеющих возраст 87—53 млн. лет, залегают месторождения Агостинью и Серкаду. Рудные

зоны на Агостинью и Серкаду имеют средние содержания (в %) соответственно: 0,2 и 0,18 U_3O_8; 0,60 и 0,25 MoO_3; 0,10 и 0,03 ThO_2; 4,2 и 0,55 ZrO_2 [7]. При латеритном выветривании, достигавшем глубины 150 м, уран отделился от метамиктного циркона, и образовалась зона вторичного настурана.

В штоке щелочных гранитов Бокен-Маунтин (на крайнем юге Аляски), имеющем возраст 184 млн. лет, урановая и ториевая минерализация образует тела вкрапленных руд и жилы [206, 312]. На руднике Росс-Адамс добыто около 1 тыс. т U_3O_8 при среднем содержании около 1,0% U_3O_8, а торий, запасы которого превышают количество добытого урана, не извлекался. Как и на других месторождениях в щелочных породах, жилы и тела вкрапленных руд обогащены редкими землями, торием, бериллием, ниобием и цирконием. Щелочные комплексы иного состава, включая карбонатиты, обычно характеризуются бóльшими потенциальными запасами тория по сравнению с ураном, содержания которого редко превышают 75 млн$^{-1}$ [11, 240], однако медное месторождение Палабора в сиенит-карбонатитовом комплексе Южной Африки содержит около 40 млн$^{-1}$ урана в виде ураноторита, который извлекается на гравитационных обогатительных установках.

Месторождения в контактовых зонах интрузивов. Рудные залежи, приуроченные к контактово-метаморфическим ореолам гранитных интрузий, известны на руднике Миднайт, штат Вашингтон, США, и Мэри-Катлин, Квинсленд, Австралия, а также на многих месторождениях Португалии и Испании. На иберийских месторождениях и месторождении Миднайт наиболее благоприятными для локализации оруденения являются углеродсодержащие (или графитовые) пиритовые метапелиты, однако на руднике Мэри-Катлин, а также в одной из рудных зон месторождения Миднайт роль вмещающих играют породы известково-силикатного состава. Вопрос о генезисе этих месторождений спорен отчасти потому, что на многих из них сильно проявленное приповерхностное окисление, возможно, стерло следы более ранних стадий, которые пролили бы свет на генезис первичных руд.

Рудник Миднайт, расположенный в штате Вашингтон, является крупнейшим и наиболее досконально изученным контактовым месторождением в метапелитах. С 1957 г. на нем добыто около 5500 т U_3O_8 при среднем содержании U_3O_8 около 0,21%. Рудообразующие минералы с окисленными и восстановленными формами урана развиты в пачках метаморфизованных пелитовых и карбонатных пород среднепротерозойской формации Того, непосредственно примыкающих к интрузии порфировидных гранитов возраста 75 млн. лет [20, 24, 23, 204]. Рудные залежи имеют обычно пластообразную форму (рис. 23) и следующие размеры: длину до 380 м, ширину 210 м и мощность до 50 м. Урановые минералы встречаются в виде вкрапленности вдоль плоскостей сланцеватости, метасоматических образований и жильного заполнения в штокверковых трещинах . В самом интрузиве руды практически нет; более того, оруденение исчезает на расстоянии примерно 1 м от контакта плутона. Значения U-Pb-возраста, полученные по настурану и коффиниту, попадают в узкий интервал от 50 до 52 млн лет. В трактовке происхождения рассматриваемого и подобных ему месторождений сталкиваются сторонники гидротермального и гипергенного механизмов. Современная морфология залежей отражает скорее гипергенное перераспределение руды. Аномально высокие содержания урана — около 17 млн$^{-1}$ — наблюдаются в гранитах соседнего интрузива в непосредственной близости от рудника Миднайт. Другим источником урана могли быть метапелиты с графитом и пиритом, в особенности для рудных тел иберийских месторождений, не расположенных в непосредственном контакте с гранитами, хотя опробование обнажений этих пород не показало повышенных содержаний в них урана. Петрологические и геохимические особенности урановосных гранитных интрузивов, а также их пространственная близость к месторождениям позволяют пред-

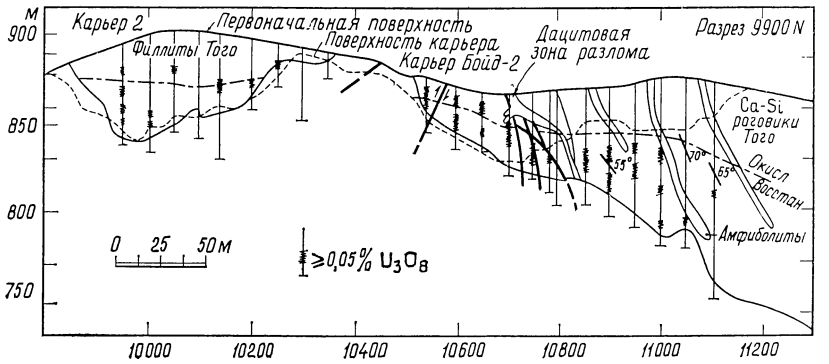


Рис. 23. Разрез рудника Миднайт. Руда оканчивается у контакта гранитов с метаосадочными породами.

полагать первичный магматически-гидротермальный генезис руд с последующим их переотложением [229, 13], хотя не исключается также гипергенный привнос рудного вещества из близповерхностных источников в метапелиты или граниты. Ниже уровня грунтовых вод все месторождения данного типа сложены простым набором рудных минералов: настураном, коффинитом, пиритом, марказитом. Значительную роль в восстановлении урана могли играть метастабильные формы серы [122].

Месторождение Мэри-Катлин в Квинсленде, Австралия [210, 150, 136], представляет собой типичное контактово-метасоматическое месторождение, связанное с гранитной интрузией, однако вопрос о его генезисе тоже вызывает разногласия. Это месторождение содержит около 11 тыс. т U_3O_8 (включая извлеченное количество) при среднем содержании около 0,14% U_3O_8 и, кроме того, около 0,02% ThO_2 и приблизительно 3,6% редких земель. Оно залегает в метаморфизованных до уровня гранулитовой фации раннепротерозойских осадочных породах шельфовых фаций, относящихся к формации Корелла. Рудное тело целиком располагается в обогащенных гранатом конгломерато-брекчиях (рис. 24), содержащих гранат, алланит, апатит, стиллуэллит (лантансодержащий боросиликат), альбит и скаполит [351]. Уран концентрируется преимущественно в зернах уранинита диаметром от 0,1 до 0, 01 мм, располагающихся внутри выделений алланита или стиллуэллита. В соседних пластах содержатся линзы массивных сульфидов и большое количество скаполита. Источник урана и ассоциирующихся с ним редкоземельных элементов, Th, B, P, S и Fe неясен. Многие авторы считают, что они привносились растворами из гранитного массива Берстолл, расположенного восточнее, и затем метасоматически отлагались. Однако по простиранию той же метаморфизованной карбонатно-пелитовой толщи располагается множество других урановых и медных рудопроявлений, что наводит на мысль о возможной стратификации в распределении элементов. Ремобилизацию вещества самой осадочной пачки предполагал Хоукинс [136]. Необычный химизм толщи и ее минерализация вызывают в памяти хемогенные осадки и минералообразование вулканогенно-эксгаляционного типа. Мы допускаем возможность рудообразования в результате метаморфизма осадочных пород и незначительного перераспределения элементов.

Вулканогенные месторождения. Залегающие в вулканогенных породах урановые месторождения предположительно гидротермального генезиса характеризуются громадным разнообразием морфологии и структурного положения. Недавние находки, по всей видимости, широко развитой урановой минерализации в комплексе кальдеры Мак-Дермитт, Невада — Орегон

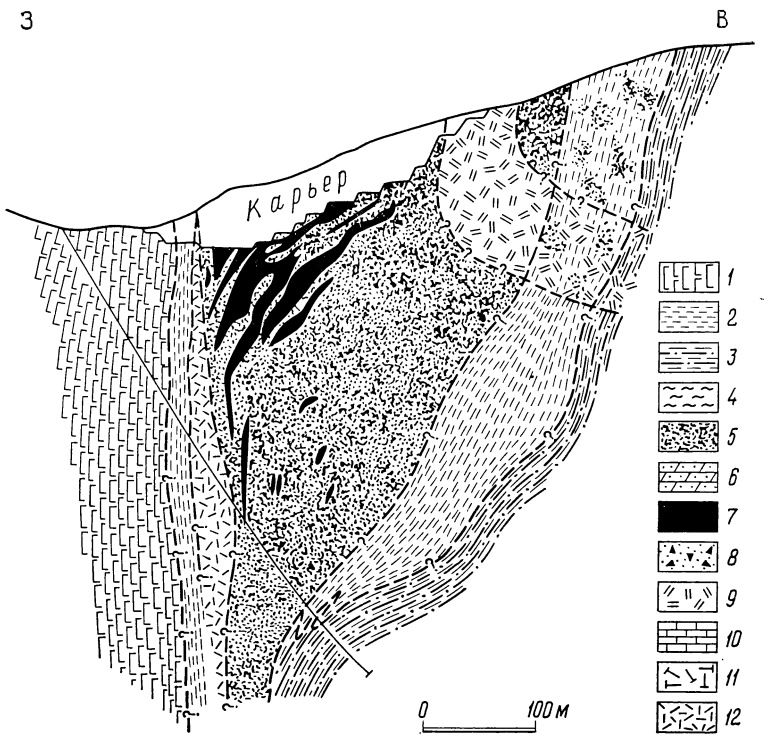


Рис. 24. Разрез рудника Мэри-Катлин, показывающий локализацию руд в гранатитах ([136] с изменениями). Гранат прогрессивно замещает все типы пород вокруг рудного тела. *1* — загрязненные скаполитсодержащие мраморы и скаполитовые гранулиты; *2* — скаполит-диопсидовые гранулиты; *3* — пиритсодержащие кварциты с прослоями известково-силикатных гранулитов; *4* — слюдистые сланцы; *5* — гранатиты; *6* — кварц-полевошпат-скаполитовые гранулиты с незначительной урановой минерализацией; *7* — рудные тела, *8* — раздробленный конгломерат или конглобречия; *9* — диориты; *10* — водорослевый известняк; *11* — интрузия основного состава; *12* — «амфиболит» (?), эквивалентный диориту.

[286], в провинции Пенья-Бланка, штат Чиуауа, Мексика [274], на месторождении Морин в Квинсленде, Австралия [241, 17], и на сходных с ними в общих чертах месторождениях СССР вызвали большой интерес к условиям рудообразования этого типа. Несмотря на различия в деталях геологического строения, отчетливо прослеживаются некоторые общие геохимические черты эволюции гипабиссально-вулканических комплексов. В районах Спор-Маунтин, штат Юта [314], Лейквью, Орегон [55], и Мак-Дермитт урановые месторождения связаны с некками и куполами риолитов и располагаются вдоль кольцевого разлома невозрожденной (nonresurgent) кальдеры [286]. На месторождении Мэрисвейл, штат Юта, известные рудные тела приурочены к разломам, секущим гипабиссальные интрузивы и покровы пепловых туфов, и располагаются, вероятно, над невскрытым интрузивом ([62]; Стивен и др., в печати). Кроме того, благоприятными для рудоотложения являются вулканогенно-обломочные породы, заполняющие кальдерные рвы (месторождение Мак-Дермитт), грабены (центральная Италия, [199]) или палеодолины. Рудное тело Орора, с запасами 7700 т U_3O_8 и средним содержанием 0,05%, залегает в измененных лавовых потоках основного состава вдоль северной границы комплекса Мак-Дермитт и сопровождается обильной пиритизацией и лейкоксенизацией [278]. Другие месторождения — Рекспар,

Британская Колумбия [252], Пенья-Бланка [118], Морин [17] и U-Be-месторождение в районе Томас-Рейндж, Юта [195], залегают в игнимбритах, агломератах, пепловых туфах и других продуктах пепловых потоков и перемытых туфах или ассоциируются с такими породами. Кроме того, распознаны более древние, метаморфизованные субаэральные и подводные вулканогенные месторождения [106, 126]. Упомянутые вулканические породы почти всегда являются кремнекислыми, и урановосными могут быть как агпаитовые, так и плюмазитовые их разности.

В рассматриваемых месторождениях наблюдается тенденция к накоплению одного или более элементов из ряда F, Mo, Be, Li, Hg, представляющих собой классическую эпитермальную ассоциацию. На месторождении Мак-Дермитт [286] возможными побочными продуктами являются литий и ртуть; в районе Томас-Рейндж бериллий имеет промышленные, а уран — близкие к промышленным концентрации [195]; на месторождении Морин среднее содержание CaF_2 составляет 13%, концентрации FeS_2 в отдельных зонах достигают 20%, а MoS_2— 4,5% [17]. Содержания тория на месторождении Рекспар обычно выше, чем урана, а на месторождении Мак-Дермитт они достигают 150 млн$^{-1}$ [252]; кроме того, руды первого богаты редкоземельными элементами. Рудообразующие флюиды могли быть либо щелочными и приводить к образованию калишпата или цеолитов, либо кислыми и отлагать флюорит, флогопит или глинистые минералы. Термометрия по флюидным включениям дает 330° С в куполах района Мак-Дермитт и около 150° С — в жилах месторождения Мэрисвейл. Большинство авторов предполагают магматический источник для таких элементов, как U, F, Be, Hg и т. д., и повышенные температуры минералообразования. Однако возникновение растворов подобного состава возможно также в ходе диагенетических или низкотемпературных преобразований вулканогенно-обломочных отложений. На месторождении Морин, как и на руднике Андерсон в Аризоне, где оруденение залегает в туфовых озерных отложениях [303], уран осаждался углистым веществом. Поведение урана в дистальных вулканогенно-осадочных породах таких месторождений, как Пенья-Бланка, Морин, или Андерсон, является переходным к реакциям его в процессах, протекающих в туфогенных песчаниках, которые рассмотрены в следующем разделе.

Месторождения типа оруденелых песчаников

Общие замечания. Распространение месторождений типа оруденелых песчаников, по-видимому, ограничивается породами, возраст которых не превышает 400 млн. лет. В настоящее время они являются важнейшим типом урановых месторождений. Месторождения этой группы залегают в песчаниках и ассоциирующихся с ними породах, но к ним не относятся залежи в калькретах, кварцевых конгломератах и месторождения жильного типа. Хотя они заключают лишь 41% запасов капиталистических стран, в США на их долю приходится более 95% запасов урана. Судя по работам советских ученых, в запасах СССР месторождения этого типа также играют существенную роль.

Промышленные месторождения данного типа присутствуют практически во всех регионах мира. Они встречаются в пермских породах Южной и Восточной Европы, породах Южной Америки и Южной Африки, имеющих возраст от миссисипского до триасового, в мезозоидах Восточной Европы и плато Колорадо (рис. 25) (запад США), в третичных образованиях Австралии, СССР, Индии, Японии, а также в северной части провинции Скалистых гор и на прибрежных равнинах Техасского залива [1] в США.

[1] Так в США называют Мексиканский залив.— *Прим. перев.*

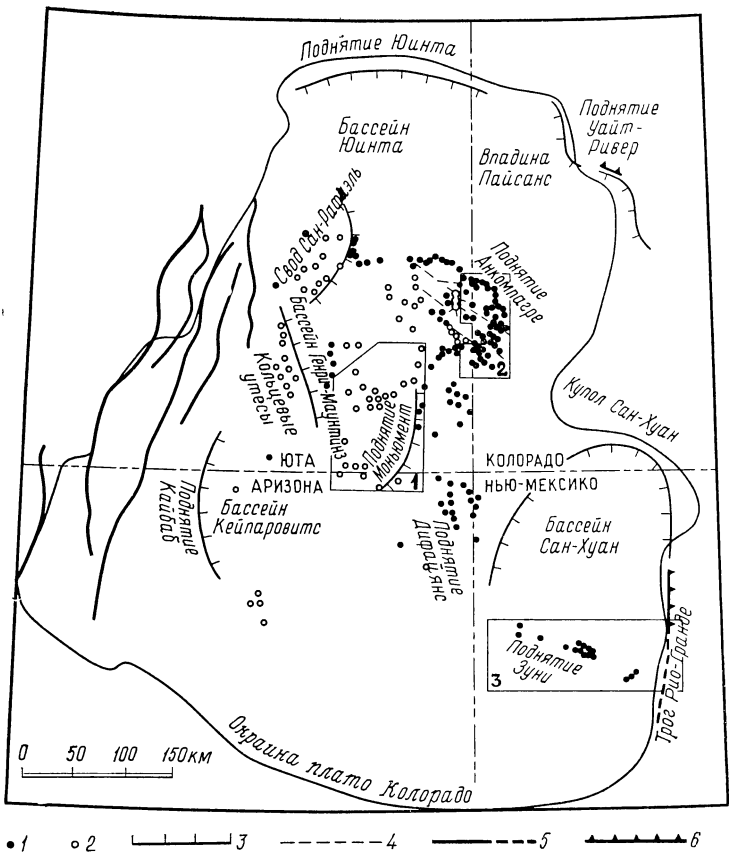


Рис. 25. Главные урановые месторождения и основные структурные особенности района плато Колорадо. Рамками очерчены следующие рудные районы: 1 — Моньюмент-Валли — Уайт-Каньон; 2 — минеральный пояс Ураван; 3 — минеральный пояс Грантс ([91] с изменениями). Урановые месторождения: *1* — в формации Моррисон (юра); *2* — в формации Чайнл (триас); *3* — моноклинальная флексура (штрихи ориентированы в сторону падения); *4* — оси соляных антиклиналей; *5* — сброс; *6* — крутопадающий взброс (штрихи ориентированы в сторону взброшенного крыла).

Вообще говоря, вмещающими породами для оруденелых песчаников являются речные и озерные молассоподобные серии, накапливающиеся в межгорных бассейнах, на обширных внутрикратонных предгорьях и окраинных морских равнинах. Небольшие бассейны могли иметь не более нескольких десятков километров в поперечнике, тогда как большие простирались на сотни километров. Рудоносные части этих серий представлены главным образом диагенетически восстановленными речными песчаниками с линзами паводковых и озерных аргиллитов. Источниками сноса для эпикластических [1] песчаников обычно считаются горные цепи с гранитными ядрами, но ими отчасти могут служить также вулканогенные, метаморфические и полициклические осадочные породы.

Толщи пород, вмещающие месторождения рассматриваемого типа, обычно содержат как восстановленные, так и окисленные фации в процессе диагенеза [255]. За редким исключением, урановые месторождения залегают в восстановленных фациях, породы которых чаще всего имеют тускло-ко-

[1] Эпикластическими (в отличие от автокластических и пирокластических) называются обломочные породы, материал которых до уплотнения и цементации был перемещен при участии экзогенных процессов.— *Прим. перев.*

ричневый или светло-серый до белого цвет. Присутствующие иногда древесные остатки в основном углефицированы, что свидетельствует о раннем захоронении и сохранении материала в анаэробных условиях, ниже уровня грунтовых вод. Анаэробная обстановка обусловливала как углефикацию, так и создание необходимых условий для сульфатредуцирующих бактерий, деятельность которых, по крайней мере частично, способствовала пиритизации минералов железа. Вблизи рудных месторождений окисленные фации могут занимать относительно небольшой объем или даже отсутствовать, но восстановленные фации встречаются здесь практически всегда.

Окисленные фации имеют красный, светло-желтый или рыжевато-коричневый цвета, свидетельствующие об образовании минералов окисного железа на ранней стадии седиментации в аэробных условиях и дальнейшем сохранении их в окислительной обстановке как выше, так и ниже местного уровня грунтовых вод. Глинистые минералы могут покрываться пленкой гематита; магнетит и другие железосодержащие минералы частично окисляются, а присутствующие древесные остатки обычно подвергаются окремнению.

Вмещающие породы первоначально представляли собой главным образом речные русловые и прирусловые песчаные отложения, обладающие высокой проницаемостью; размер зерен обычно варьирует от тонкого до среднего, а состав — от аркозового до кварцевого. Колебания содержания полевого шпата, по-видимому, не оказывали прямого влияния на степень благоприятности породы для отложения урана. В настоящее время проницаемость многих рудовмещающих песчаников в значительной мере понижена отложением цемента и продуктов гидротермальных изменений, однако в процессе рудоотложения гидрологическая проводимость была, вероятно, гораздо выше, что и обеспечивало прохождение через породы больших объемов рудообразующих флюидов.

Месторождения рассматриваемого типа, в сущности, являются стратифицированными, и рудные тела в них, как правило (но не всегда), локализуются в пределах отдельных участков одних и тех же пачек осадочных образований. Большинство из них имеют пластообразную или плащеобразную форму и залегают почти согласно с напластованием. Однако в месторождениях некоторых типов обычными являются резко дискордантные образования, называемые роллами, которые в ряде случаев представляют собой главные рудные тела. Границы между рудой и пустой породой в одних случаях четкие и хорошо прослеживаются, в других — крайне неровные и размытые.

Наиболее важными физическими и геохимическими факторами, контролирующими рудоотложение, являются: 1) проницаемость пород, 2) наличие адсорбирующих веществ, например углефицированной древесины и иных гумусовых веществ, окислов Ti, наконец, 3) присутствие восстанавливающих агентов — углеводородов и соединений серы, связанных с биогенной сульфатной редукцией, природными сернистыми газами или частичным разрушением дисульфидов железа при окислении.

Для большинства месторождений ведущей причиной осаждения урана является, очевидно, его восстановление [225]. Важнейшие рудные минералы содержат главным образом восстановленную форму урана U (IV). К ним относятся уранинит (разновидность — настуран), коффинит и урансодержащее органическое вещество; на месторождениях они встречаются либо самостоятельно, либо в различных сочетаниях. На некоторых объектах при отсутствии восстановителя главную роль в локализации оруденения, по-видимому, играла адсорбция U (VI) окислами железа, цеолитами, глинистыми минералами или окислами титана.

Для некоторых месторождений в песчаниках типично зональное распределение концентраций таких сопутствующих элементов, как Se, Mo и V. Эти

месторождения чаще всего представляют собой пластообразные тела, залегающие либо почти согласно с напластованием, либо в виде поперечного к нему ролла, и имеют относительно четкую границу с безрудной вмещающей породой. Зональность объясняется эффектом осаждения на барьерах, перпендикулярных к вектору геохимического градиента и соответствующих поверхности раздела двух различных растворов [299] или (при одном растворе) изменению его состава вследствие взаимодействия с вмещающей породой [256, 122]. На тех месторождениях, где зональность в распределении сопутствующих элементов не отмечается, рудные тела обычно имеют более размытые границы и менее четкую морфологию.

Данные изотопного датирования [217, 25, 186, 201, 202], структурные и литологические особенности [230, 220], а также результаты изучения геохимии месторождений, в особенности органической, дают основание полагать, что формирование месторождений типа оруденелых песчаников происходило, как правило, вскоре (в геологическом смысле) после накопления толщ вмещающих пород. Последующие гидротермальные изменения и преобразования этих месторождений, которые могут быть отчетливо выражены, чаще всего приводили к частичному разрушению залежей, а не к обогащению руды.

Источник урана в месторождениях этого типа был предметом споров в течение нескольких десятилетий. Согласно основным точкам зрения, поступление урана связано: 1) как с магматогенными, так и с вадозно-гидротермальными флюидами [345, 103, 166, 104], 2) с выщелачиванием из вмещающих пород [299, 214, 256, 260], 3) с выщелачиванием из девитрифицируемого вулканического пепла, слагающего туфогенные аргиллиты неподалеку от месторождения [68, 345, 123], и 4) с выщелачиванием из гранитоидов, являвшихся источником сноса для рудовмещающих осадочных пород [281, 319]. В таких районах, как плато Колорадо, слои, непосредственно подстилающие вмещающие породы, обычно содержат красноцветные фации, образование которых чаще всего связывают с отложением в условиях высокой солености и повышенного испарения (типа себхи или плайи). Вопрос о возможности того, что минералообразующими растворами могли быть именно рассолы или солевые растворы из таких толщ, пока еще детально не рассматривался.

В современной литературе мнение о привносе элементов гидротермальными растворами (разумеется, магматогенными) в настоящее время отстаивается редко. Не пользуется широкой поддержкой и концепция заимствования вещества из вмещающих пород. Но выщелачивание урана из пеплов (туфов) и гранитов все еще находит подтверждение, и, на наш взгляд, любой из этих процессов в определенных случаях мог поставлять материал для формирования оруденения. Согласно Харшману [134], в формировании некоторых месторождений могут принимать участие оба упомянутых источника. Разнообразные представления об источниках урана на месторождениях типа оруденелых песчаников в США сведены в работе Ракли [255].

Исходя из задач данной статьи, урановые месторождения в песчаниках разделены на две основные группы в соответствии с той ролью, которую, по нашим представлениям, играло в их генезисе органическое вещество. В первой группе месторождений оно большей частью определяется легко в типичных образцах руды как визуально, так и химическим анализом; при этом предполагается, что оно играло непосредственную роль в локализации оруденения. Для второй группы либо характерно отсутствие органического вещества во многих или во всех образцах руд, либо есть основания предполагать, что роль его в рудообразовании была косвенной. Хотя вполне очевидно, что подавляющая часть рудовмещающих песчаников была первоначально подготовлена восстановлением в присутствии большого количества органических остатков, тем не менее органическое вещество совершенно необяза-

Урановые месторождения типа оруденелых песчаников

I. Месторождения с органическим веществом в качестве адсорбента-восстановителя
  А. Отложение урана в цементе, обогащенном органическим веществом
    1. С сингенетическим детритовым органическим веществом
      а. Примеры
        1) Месторождения Нигера [27, 269]
        2) Пермские песчаники Европы [142, 219, 250, 21, 248]
        3) Песчаники свиты Кару, Южная Африка [338, 330]
        4) Песчаники формации Чайнл, Аризона — Юта [137, 153, 362]
        5) Конгломераты Таллахасси-Крик, Колорадо [52, 297]
        6) Базальные месторождения, Япония [154, 163, 162, 74]
    2. С эпигенетическим аутигенным органическим веществом
      а. Примеры
        1) Пермские песчаники (обогащенные эпигенетически) Европы (Жеффруа, Комиссия по атомной энергии, Франция, устное сообщение, 1974)
        2) Темпл-Маунтин, Юта [137, 164]
        3) Минеральный пояс Грантс, Нью-Мексико [125, 220, 120, 228, 145, 165]
II. Месторождения с незначительным количеством органического вещества
  А. Отложение урана при наличии градиента химических потенциалов компонентов в растворе (реакция раствора с вмещающей породой)
    1. Восстановительный градиент в единственном растворе — (гео)химическая ловушка, залежи роллового и фронтально-роллового типов
      а. Ограниченные с одной стороны окисленными породами
        1) Примеры
          а) первичные месторождения роллового типа [134, 256, 255, 122, 117, 78]
          б) вторичные месторождения роллового типа (переотложенные) [119, 301, 290]
    2. Градиент химических потенциалов компонентов между двумя растворами (взаимодействие растворов)
      а. Заключенные между пластами восстановленных пород
        1) Примеры
          а) Минеральный пояс Ураван [91—93, 299, 300, 302, 111]
          б) Пояс Энтрада [90, 94]
  Б. Рудоотложение благодаря адсорбции урана (VI) из инфильтрующегося раствора
    1. При участии гидроокислов и оксигидратов железа
      а. Примеры
        1) Формация Катлер [47]
    2. При участии цеолитов или глинистых минералов
      а. Примеры
        1) Базальные месторождения, Япония [154, 163, 162, 74]

тельно обусловливает последующее рудоотложение. Дальнейшее разделение каждой группы основано на установленных различиях морфологии, геологических соотношений и в особенности геохимической истории и генезиса. Такая группировка месторождений удобна для настоящего обсуждения и может стимулировать дальнейшие дискуссии, но ее не следует непременно рассматривать как основу для классификации. В рамках данной схемы подытожим теперь наиболее существенные, специфические характеристики ряда разновидностей урановых месторождений типа оруденелых песчаников.

Месторождения, образовавшиеся при участии сингенетического детритового органического вещества. Породы, в которых залегают месторождения этой группы, в основном представляют собой песчаники, образованные намывом в руслах рек или в барах, а также линзы конгломератов, обычно занимающие деградационные палеоруслоные промоины в подстилающих породах (рис. 26). Из этого, очевидно, следует, что первичный заполнявший каналы субстрат имел существенно лучшую в сравнении с окружающими породами проницаемость, однако последующие процессы гидротермальных изменений и аутигенной цементации, как правило, на порядок и более уменьшали ее исходную величину.

Оруденелые участки рудоносных горизонтов песчаников неизменно содержат углефицированные остатки захороненных растений размером от из-

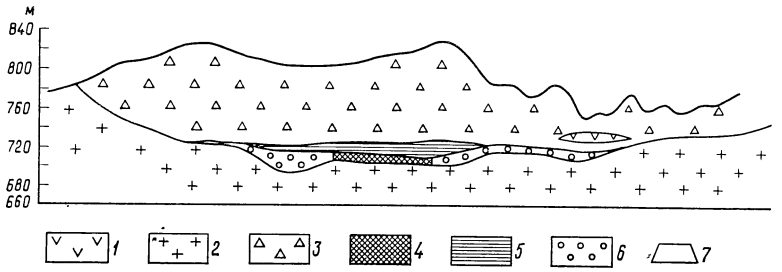


Рис. 26. Разрез палеорусла с базальным урановым месторождением. Рудное тело Накацуга-южное, рудник Нингю-тоге, Япония. Тонкие частички углеродсодержащего вещества рассеяны в рудоносном конгломерате ([162] с изменениями). *1* — лавы амфиболовых андезитов; *2* — граниты; *3* — брекчии туфов амфиболовых андезитов; *4* — урановые руды; *5* — аргиллиты; *6* — конгломераты; *7* — главный горизонт рудника Накацуга. По вертикали — высота над уровнем моря.

мельченных в порошок частиц до полностью сохранившихся древесных стволов. Ядра обломков большого размера могут быть окремнелыми, но обилие углистого материала указывает на то, что древесина попадала в русловые пески, захоронялась и сохранялась ниже уровня грунтовых вод. Породы, переслаивающиеся с рудоносными песчаниками, и надрудные почти всегда содержат прослои, богатые пирокластикой, меняющейся по составу от свежего пепла и туфогенных песчаников до полностью девитрифицированных туфов и монтмориллонитовых аргиллитов. Тонкозернистый органический детритус местами может придавать породам темно-серую окраску, однако в свежем состоянии они обычно имеют цвет от светло- до умеренно-зеленовато-серого или желтовато-серого.

В рассматриваемых месторождениях уран неизменно тесно ассоциируется с ископаемыми фрагментами детритового органического вещества, а рудные тела, как правило, не образуют резких границ с безрудной породой. Минералы с восстановленными формами урана обычно присутствуют как внутри органических обломков, где при этом коффинит и настуран частично замещают участки клеточной структуры, так и в интерстициях в песчаниках. Помимо коффинита и настурана может встречаться бесструктурное урансодержащее органическое вещество. В песчаниках постоянно присутствует пирит, который, аналогично урану, может как образовывать вкрапленность в песчанике, так и тесно ассоциировать с органическим веществом. В гораздо меньших, как правило, количествах, чем уран, могут обнаруживаться такие элементы, как селен, молибден, ванадий и медь. (Заметим, однако, что так называемые красноцветные месторождения меди также могут содержать уран и встречаться в тех же или сходных по составу вмещающих породах.)

Рудоотложение обычно объясняют как адсорбционными свойствами органического вещества, так и восстановительными свойствами органического вещества и H_2S, образованного биогенным путем. Согласно этой концепции, U (VI) экстрагировался из рудоносных растворов по мере их просачивания сквозь богатые органическим веществом зоны. Часть U (VI) адсорбировалась на поверхности или во внутренних зонах твердых органогенных обломков, а затем восстанавливалась. Некоторое количество урана могло восстанавливаться и осаждаться (например, в виде коффинита или настурана) непосредственно из растворов в результате взаимодействия с растворенными в воде гуминовыми кислотами, образовавшимися при распаде растительных остатков, или с сероводородом — продуктом жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий.

Там, где рассматриваемые месторождения залегают в мощных пачках осадочных пород, тесно ассоциирующихся с туфогенными отложениями,

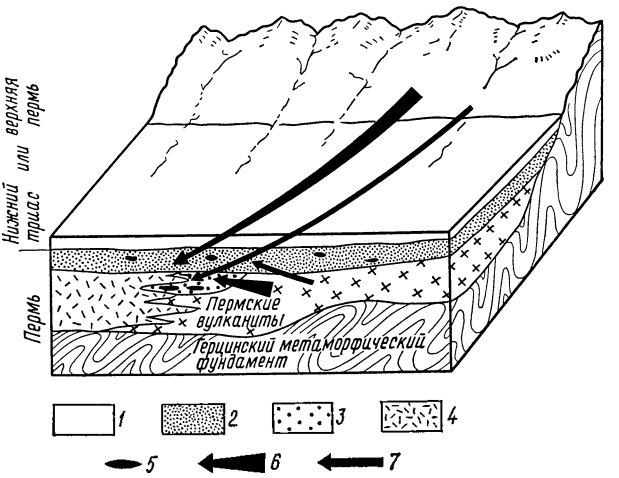


Рис. 27. Диаграмма, иллюстрирующая геологическое положение и источники месторождений урана в пермских песчаниках, расположенных вдоль восточного склона Ломбардского бассейна, северная Италия ([219] с изменениями). *1* — пермские — триасовые морские осадки; *2* — речные и дельтовые песчаники; *3* — серые базальные песчаники Валь-Рендена (речные условия предгорного типа); *4* — морские глины и песчаники с вулканитами; *5* — проявления урановой минерализации; *6* — направления основного притока материала; *7* — направления второстепенного притока материала.

весьма вероятно заимствование урана из девитрифицированных вулканических пеплов. Там же, где вмещающие оруденение песчаники, образованные за счет разрушения ураноносных гранитных (или иных) пород, залегают непосредственно на них либо поблизости, а вулканиты подходящего возраста отсутствуют, вполне допустимо предположение о выщелачивании урана из этих исходных пород [74]. Существенную помощь в выявлении источника или источников урана могла бы оказать реконструкция направлений движения подземных вод на ранних стадиях рудоотложения (рис. 27).

Полученные разными методами данные позволяют считать, что первичное рудоотложение, хотя и было эпигенетическим, происходило на довольно раннем отрезке геологической истории вмещающих пород. К примеру, Берглоф [25] показал, что некоторые конкордантные значения Pb-U-возраста для руд, залегающих в триасовой формации Чайнл (рис. 25), почти совпадают с независимо оцененным возрастом самой формации. Первичное рудоотложение в этой группе месторождений почти неизменно предшествовало любому значительному трещинообразованию мелкого и крупного масштаба, что свидетельствует о формировании этих месторождений вскоре после накопления рудовмещающих песчаников. В качестве предполагаемых источников урана рассматриваются в основном либо образования, послужившие исходным материалом для вмещающих пород, либо девитрифицируемые вулканогенные составляющие толщ, связанных с ними. Любая из этих концепций вполне пригодна в том случае, если рудная минерализация завершилась спустя непродолжительное время после образования вмещающих пород. Разлагающееся растительное вещество обладает наибольшей эффективностью в качестве питательной среды для бактерий и как химический реагент лишь в течение короткого периода времени после отмирания и захоронения. Окончание этого отрезка времени примерно соответствует стадиям образования торфа и лигнита в процессе углефикации органического вещества, и активность последнего имеет тенденцию падать с приближением к стадии битуминозного угля.

Особенности процессов первичного рудоотложения в этой группе месторождений обычно затушеваны в результате деформации структур и перераспределения урана. Фактически лишь в целях упрощения мы были вынуждены включить в эту категорию все многочисленные и кое в чем различные месторождения в пермских песчаниках Европы. Местами, например в пермских слоях Отуньен района Лодев, южная Франция (Жеффруа, устное сообщение, 1974), первичные руды выносились просочившимися окисленными раство-

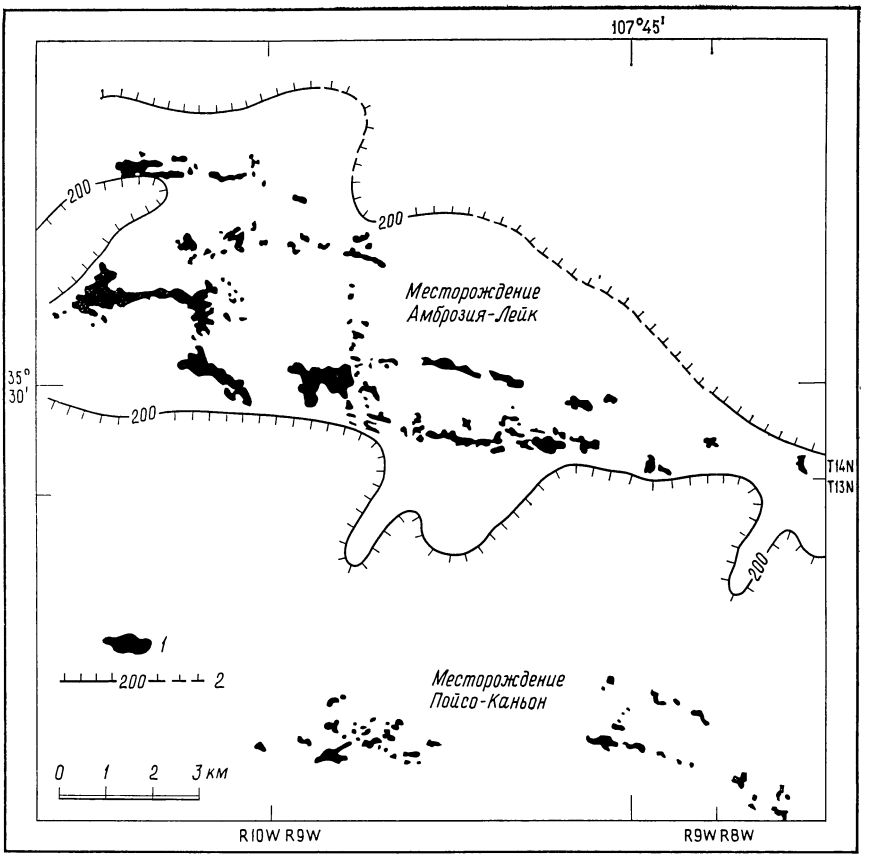


Рис. 28. Карта рудных месторождений, приуроченных к формации Моррисон, район Амброзия-Лейк, штат Нью-Мексико. Оруденение главным образом типа урансодержащих гуматов и лишь незначительную часть можно отнести к типу переотложенных роллов [287]. *1* — контуры рудных тел; *2* — изопахита толщи Уэстуотер-Каньон в футах (200 футов = 61 м). Там, где мощность толщи установлена не точно, изопахита показана прерывистой линией. Штрихи обращены в сторону, где мощность пачки менее 200 футов.

рами, перераспределялись и концентрировались в трещиноватых вмещающих породах. Складкообразование и метаморфизм, по-видимому, усложнили морфологию пермского месторождения Жировски-Врх, Югославия, приуроченного к палеоруслу. Месторождения в триасовой пачке конгломератов Шинарамп формации Чайнл в Темпл-Маунтин, Юта, также подверглись частичному выщелачиванию и перераспределению под действием процессов, сущность которых еще не вполне выяснена. Однако в каждом из этих месторождений первичные залежи урана, по-видимому, локализовались в горизонтах речных (или озерно-речных) песчаников, содержащих обломочный углерод органического происхождения.

Месторождения, связанные с эпигенетическим и аутигенным органическим веществом (урансодержащие гуматы). Месторождения этой группы обнаружены главным образом в юрской формации Моррисон минерального пояса Грантс, протягивающегося вдоль южной границы седиментационного бассейна Сан-Хуан, на северо-западе штата Нью-Мексико (рис. 25 и 28). Здесь первичные скопления урана приурочены к прослоям аутигенного органического вещества, пропитывающего песчаники, и столь же широко распространены. Хотя эти месторождения редко встречаются в мире, в США

в них сосредоточено более 50% запасов урана. Эпигенетическое и аутигенное органическое вещество составляет часть урановосной породы во многих типах месторождений в песчаниках [137], но в большинстве прочих случаев, хотя и подвергалось перераспределению, играло второстепенную роль. Как отмечалось выше, на некоторых участках района Лодев, южная Франция, урансодержащее органическое вещество пермских оруденелых песчаников, вероятно, в результате притока окисляющих растворов в слабоурановосные песчаники и алевролиты, обогащенные органическими остатками, заимствовалось из последних и переотлагалось в трещинах и порах залегающих поблизости восстановленных пород (Жеффруа, Комиссия по атомной энергии, Франция, устное сообщение, 1974). Местами этот процесс приводил к обогащению первично бедных руд и формированию промышленных месторождений.

Руды минерального пояса Грантс (северо-западная часть штата Нью-Мексико) [145] залегают в горизонтах песчаников, состав которых меняется от полевошпатового до аркозового. Песчаные осадки отлагались в основном разветвленными потоками, протекавшими по широкой аллювиальной равнине южной части бассейна Сан-Хуан. Формация Моррисон состоит из следующих подразделений (снизу вверх): 1) пачка Рикепчер-Крик — песчаники и алевролиты, отлагавшиеся в обстановке речных русел и себхи, 2) пачка Уэстуотер-Каньон — песчаники с прослоями аргиллитов (речные и озерные) и 3) пачка Браши-Бейсин — преимущественно монтмориллонитовые аргиллиты (паводковые, озерные и речные). Аргиллиты состоят главным образом из монтмориллонитовых глин и образовались из вулканического пепла. Некоторые очень тонкие бентонитовые прослойки в аргиллитах, по-видимому, являются отложениями пеплового дождя (Белл, Калифорнийский университет, устное сообщение, 1980), но основная масса аргиллита, вероятно, отлагалась либо потоками, перегруженными тонкообломочным вулканическим материалом, либо в озерах, питающихся такими потоками. Руды залегают как в пачке Уэстуотер, так и в горизонтах песчаников пачки Браши-Бейсин, особенно (вблизи восточной оконечности минерального пояса) в пределах мощного и выдержанного горизонта русловых песчаников, не вполне строго называемого песчаником Джэкпайл и залегающего в верхах пачки Браши-Бейсин. Источник органического вещества, его перенос водными растворами и накопление — вот основные вопросы, на которые нужно ответить, чтобы понять формирование месторождений рассматриваемого типа [120]. Присутствие углефицированных древесных остатков и рассеянного пирита, а также явление отбеливания (восстановления) указывают на то, что преобладающая часть песчаных осадков была захоронена быстро и сохранялась в анаэробных условиях ниже уровня грунтовых вод. Ареал распространения первичного урана совпадает с имеющими резкие ограничения ундулирующими плитообразными слоями аутигенного органического вещества, рассеянного в восстановленных песчаниках (рис. 29). Это органическое вещество [125, 220], получившееся, вероятно, осаждением гуминовых и фульвокислот в виде гуматов, обычно образует слои мощностью от 0,3 до 2,0 м, которые местами могут быть значительно мощнее. Урансодержащее органическое вещество в пределах упомянутых выше слоев облекает зерна песчаника, заполняет интерстиции, трещины и полости в зернах затронутых вторичными изменениями минералов, а местами частично замещает их. Рентгеновские анализы показывают, что в органическом веществе присутствуют коффинит и (редко) настуран, но металлургические испытания дают основания считать, что значительная часть урана присутствует в форме неизвестного соединения, возможно урано-органического [172, 263]. Источниками гуматов могли быть: 1) послеюрские маршевые болота, расположенные на усеченных эрозией гребнях выходов вмещающих пород неподалеку от руд-

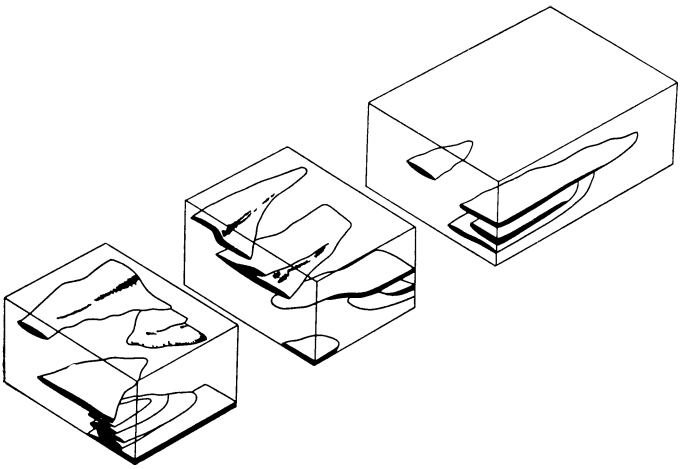


Рис. 29. Идеализированная разобщенная блок-диаграмма, иллюстрирующая характерные соотношения рудных тел, представленных урансодержащими гуматами, район Амброзия-Лейк, штат Нью-Мексико. Рудные тела имеют вытянутую линзообразную форму и расположены обособленно или в виде кулис по горизонтали и вертикали [125].

ных залежей; 2) сингенетично с рудообразованием разлагающееся вещество растений, которые росли вдоль водотоков, переносивших обломочный материал; 3) диагенетически углефицируемые растительные остатки, накапливавшиеся совместно с материалом песчаников, и, наконец, 4) органическое вещество, отлагавшееся вместе с озерными аргиллитами и впоследствии выжатое в песчаники при уплотнении.

Довольно однообразное строение и почти согласное залегание слоев гуматов позволяют предполагать, что они отлагались в результате реакций на фронте взаимодействия двух растворов, один из которых содержал растворенные гуминовые вещества, а в другом эти органические фракции не растворялись. Некоторое количество урана могло осаждаться одновременно с гуматами, но, вероятнее всего, его отложение происходило позже благодаря адсорбции, за которой следовало восстановление, а затем частичная кристаллизация в виде коффинита. С рассматриваемыми месторождениями связано широко распространенное изменение ильменита и магнетита, а также локальное аутигенное образование силикатных минералов [3]. Результаты изотопных определений возраста, структурные соотношения [220] и рудные обломки в базальных меловых породах с текстурами срыва (rip-up) [230] — все это свидетельствует о том, что наблюдаемые изменения пород и накопление урансодержащих гуматов происходили до отложения пород, непосредственно перекрывающих рудоносную толщу.

Источники урана остаются неясными. По-видимому, некоторое количество урана выщелачивалось из докембрийских гранитоидов, расположенных в предполагаемой области сноса для некоторых песчаников формации Моррисон [203]. Туфогенный материал, входящий в состав аргиллитов формации Моррисон, подвергся полной девитрификации и, возможно, потерял при этом часть урана. Уран мог заимствоваться либо из указанных гранитов, либо, что нам кажется вероятнее, из туфогенного материала, однако никаких детальных исследований в этом направлении пока не проводилось.

Уран многих первичных месторождений типа урансодержащих гуматов на большей части главного минерального пояса испытал мобилизацию и перераспределение под влиянием волны раннемелового или третичного окисления, распространившейся значительно глубже современного уровня грун-

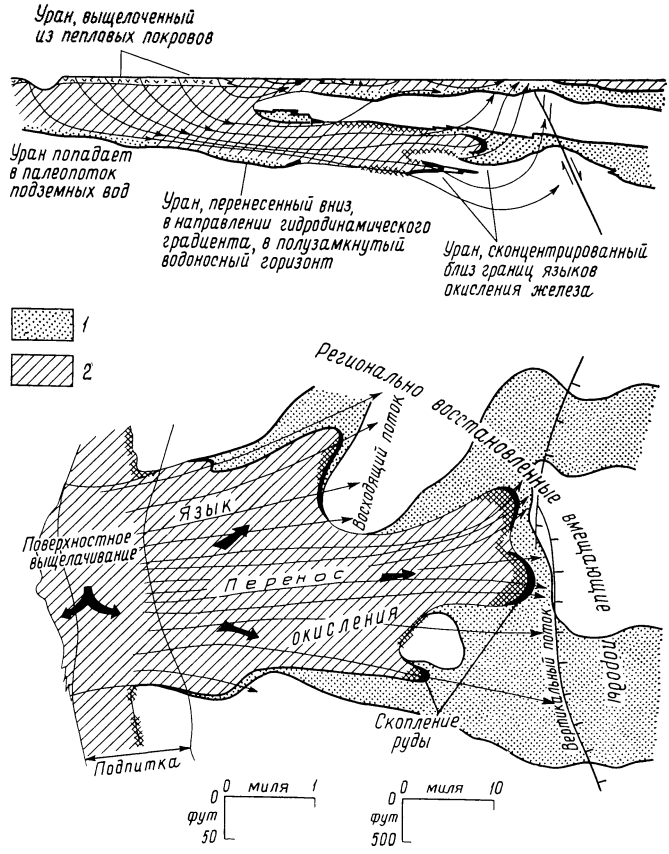


Рис. 30. Схема образования месторождений роллового типа в породах формации Катахула-Тафф, Техас. Близ месторождений роллового типа, сформированных в других регионах, сбросы, как правило, отсутствуют [105]. *1* — восстановленные речные и расщелинные фации; *2* — языки окисления железа (как части более общих процессов изменения пород). Масштаб переменный: в толще Катахула может варьировать, как показано на рисунке.

товых вод. Уран из некоторых первичных залежей был окислен и вынесен за пределы передового фронта зоны окисления. Здесь он восстанавливался и переотлагался под действием процессов, формировавших месторождения роллового типа, которые будут описаны в следующем разделе. Бóльшая часть органического вещества в процессе ремобилизации выносилась, но не переотлагалась, и переотложенные руды роллового типа обычно содержат коффинит с подчиненным количеством настурана, но органическое вещество в них встречается редко или полностью отсутствует.

Отложение урана на восстановительном барьере (один раствор). Месторождения этой группы обнаруживаются главным образом в третичных речных песчаниках, хотя залежи сходного характера встречаются и в мезозойских речных песчаниках и в третичных прибрежно-морских пляжевых песчаниках. В США они были названы месторождениями роллового типа или месторождениями в (гео)химических ловушках; в СССР их называют «инфильтрационные месторождения, связанные с участками выклинивания или пережима зоны лимонитизации». Месторождения залегают в горизонтах песчаников, которые либо содержат диагенетические рассеянные углефицированные ископаемые остатки растений и пирит, либо восстановлены и сульфидизированы эпигенетически за счет инфильтрации кислых природных газов,

богатых сероводородом. Обширные по площади стратифицированные зоны (рис. 30) красных, темно-желтых или почти белых окисленных песчаников, имеющие форму языков, развиваются преимущественно в толщах восстановленных песчаников, там, где питающие воды вадозного происхождения получают доступ в глубину по денудированным и обнаженным поверхностям моноклинально залегающих пластов. Эти зоны подпитывания располагаются, как правило, по границам седиментационных бассейнов, а окисленные языки иногда вытягиваются по падению пластов почти на 30 км.

Урановые рудные тела могут образовывать в восстановленном песчанике тонкие прослои, прилегающие к верхней и нижней поверхностям окисленного языка (рудный лимб — limb ore), либо, что гораздо важнее, более мощные тела, обволакивающие фронтальные и боковые части языков (рудный ролл — roll ore).

Были предложены две основные модели геохимии рудогенеза. Обе концепции сходятся в том, что скорость продвижения окисленных языков сквозь восстановленные пиритсодержащие песчаники была существенно ниже скоростей просачивания кислородсодержащих грунтовых вод. Первая концепция [256] привлекает для объяснения биогенные процессы, связанные с действием различных видов бактерий: один вид окисляет пирит на фронте просачивания, а другой — восстанавливает образовавшийся при этом сульфат до H_2S. Уран проникает сквозь окисленные языки с окисляющими грунтовыми водами и отлагается на участках, обогащенных сероводородом. По мере продвижения окисленного языка урановые осадки на его фронте непрерывно окисляются и сразу же переотлагаются в следующей, обогащенной H_2S зоне вместе с пиритом и марказитом. Таким образом, наиболее благоприятные для формирования месторождений условия возникают там, где рудоносные растворы просачиваются сквозь рудные тела, расположенные вдоль дистальной [в данном случае фронтальной.— *Перев.*] кромки окисления.

Согласно второй концепции [122], биогенные процессы вовсе не обязательны; в условиях поступления растворенного кислорода со скоростью, заданной течением грунтовых вод, пирит и марказит окисляются с образованием метастабильных, промежуточных между сульфидами и сульфатами форм серы. Далее эти метастабильные формы серы самопроизвольно диспропорционируют (или расщепляются) на стабильный сульфат, кинетически инертный по отношению к дальнейшим реакциям восстановления, и еще более восстановленные соединения типа H_2S, придающие среде сильно восстановительный характер. Процессы отложения урана, по сути дела, трактуются идентично в обеих концепциях: растворенная окисленная форма урана преобразуется до нерастворимой U (IV) в восстановительных условиях на границах окисленного языка. Результаты недавних исследований [116] позволяют считать биогенную модель пригодной для песчаников, содержащих ископаемое органическое вещество — питательную среду для гетеротрофных бактерий, в то время как абиогенная концепция применима к месторождениям, локализованным в песчаниках, лишенных органического вещества, но содержащих рассеянный пирит, образованный в результате сульфидизирующего воздействия инфильтрующихся кислых природных газов.

Для первичных руд предполагались три главных источника урана: 1) собственно рудовмещающие песчаники; 2) гранитные породы, послужившие источником по крайней мере части вещества для формирования рудовмещающих песчаников, и 3) надрудные туфогенные отложения (рис. 30). Под давлением фактов следует признать первый источник непригодным для объяснения большинства конкретных случаев, поскольку содержание урана в окисленном языке обычно больше, чем в восстановленных породах перед фронтом ролла. Кроме того, содержание селена, обычно ассоциирующегося с ураном

в месторождениях роллового типа, нередко более чем на порядок выше в окисленном языке, чем в безрудной восстановленной породе. В некоторых случаях тела роллового типа также могут формироваться за счет переотложения ранее существовавших залежей. В минеральном поясе Грантс, штат Нью-Мексико, многочисленные вторичные месторождения роллового типа являются результатом переотложения первичных месторождений благодаря развитию обширных окисленных языков.

Вопрос о том, какие породы — граниты или туфогенные — поставляли уран для большинства месторождений рассматриваемого типа, остается спорным. Многие рудовмещающие породы Вайоминга образовались при размыве аномальных по содержанию урана гранитов нагорий (горы Гранит), из которых, как было показано, выщелочено в тысячу раз больше урана, чем обнаружено в рудных месторождениях [281]. Однако при этом почти все месторождения находятся в пределах нескольких сотен метров под денудационной поверхностью, на которой залегают толщи средне- или верхнетретичных туфогенных пород. Насыщенные кислородом вадозные растворы вполне могли выщелачивать девитрифицированные туфы и просачиваться вниз и в стороны через породы, вмещающие ныне урановое оруденение. Значения изотопного возраста месторождений в целом согласуются с представлениями об извлечении урана из туфогенных образований, но не исключают предположения о гранитном источнике. Тем не менее несколько месторождений, расположенных вдоль прибрежных равнин Мексиканского залива, залегают в туфогенных песчаниках олигоценовой — миоценовой формации Катахула-Тафф, образованных в значительной мере из материала комплексов пород, богатых вулканитами и не содержащих гранитов.

Отложение урана на химическом барьере (два раствора). Месторождения этой группы обнаружены преимущественно в юрских породах минерального пояса Ураван, в штатах Колорадо и Юта. Основной рудовмещающей породой является пачка Солт-Уош, относящаяся к формации Моррисон — толще, которая по существующим представлениям [80] была отложена главным образом меандрирующими потоками, пересекавшими обширную веерообразную аллювиальную равнину. Таким образом, песчаники, вмещающие многие рудные тела, представляют собой отложения речных кос [Тайлер, Университет штата Колорадо, устное сообщение, 1979].

Несмотря на, как правило, почти согласное залегание, пластообразную форму и относительно четкие границы рудоносных залежей, рудные прослои обычно резко отклоняются вкрест слоистости (рис. 31). Блестящее описание таких ролловых рудных тел приводится Шоу [299]. Морфология роллов меняется от незначительной ундуляции в преимущественно плитообразных рудных прослоях до С-образных тел, загибающихся внутрь. Зеркально отраженный С-образный ролл может выглядеть как поперечное сечение уплощенной трубы.

Похоже, что в настоящее время в породах не сохранилось никаких признаков, с помощью которых можно было бы объяснить формы рудных прослоев — их скручивание, ундуляцию и секущие взаимоотношения с напластованием. Поэтому исследователи [89, 299, 121] связали рудоотложение с реакциями на фронте взаимодействия застойного порового раствора и раствора, инфильтрующегося извне (?). В данном случае рудоносные растворы должны были течь параллельно рудным прослоям, а не сквозь залежи, как на месторождениях роллового типа, сформированных на восстановительных барьерах.

На этих месторождениях, часто называемых уран-ванадиевыми, руды обычно содержат больше ванадия, чем урана. В пределах рудных прослоев углефицированные ископаемые растительные остатки могут быть крайне обогащены как ураном, так и ванадием, но вне рудных зон практически не

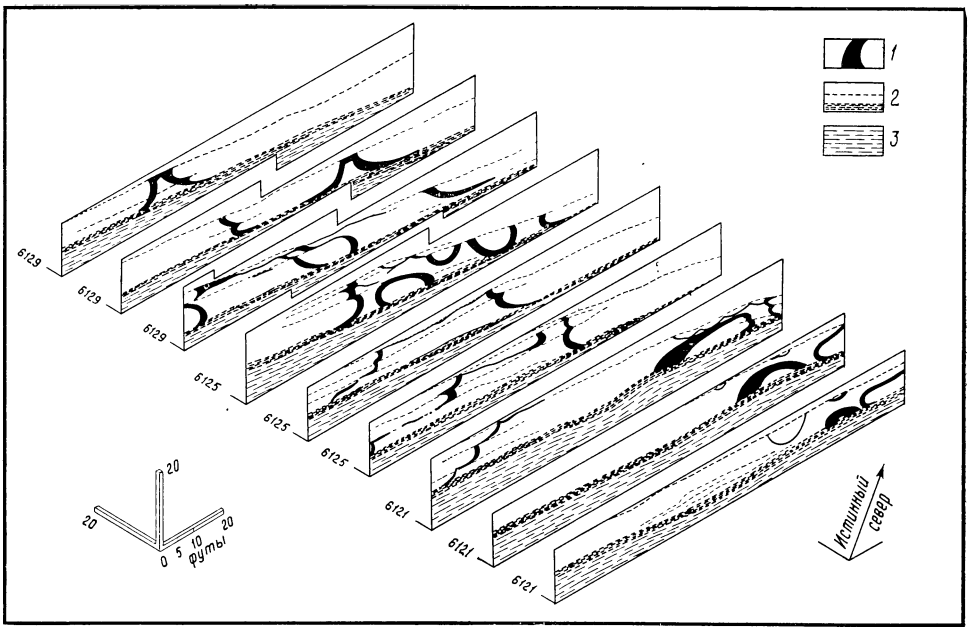


Рис. 31. Разрезы, иллюстрирующие несогласный характер залегания роллов в оруденелых песчаниках близ южной оконечности минерального пояса Ураван, на юго-западе штата Колорадо. Морфология тел обычная, но не очень типичная для района, где рудные тела в основном имеют плитообразную или линзообразную форму [302]. *1* — рудные минералы в песчаниках; *2* — зеленовато-серые аргиллиты и плотные глины; *3* — красновато-бурые алевролиты, аргиллиты и плотные глины.

содержат указанных элементов. По-видимому, органический материал не был существенно необходим для рудообразования, и во многих образцах руды его содержание не выше, чем в обычных песчаниках (<0,1% органического углерода).

В минералах первичных руд ванадий встречается в окисленных состояниях V (III) и V (IV). Минералы V (III) представлены ванадиевой слюдой — роскоэлитом и окислом ванадия — монтрозеитом [348], а минералы V (IV) ванадиевой слюдой — монтмориллонитами и хлоритом и окислами ванадия — парамонтрозеитом, долорезитом и даттонитом. Минералы урана представлены коффинитом и настураном. В рудных прослоях перечисленные минералы в основном заполняют интерстиции между зернами песчаника, однако на участках с наиболее интенсивной минерализацией они, в особенности V-слюды и V-глины, замещают обломочные зерна песчаника.

Выветрелые и окисленные руды месторождений этой группы обычно сохраняют свои первичные параметры — содержания металлов и морфологию тел,— поскольку окисленные формы урана и ванадия обладают свойством объединяться в почти нерастворимых минералах — карнотите и тюямуните. Кроме того, первичные ванадиевые глины и слюды очень стойки к выветриванию и окислению. До тех пор пока разведочными выработками не были вскрыты неокисленные первичные руды ниже уровня грунтовых вод, эти месторождения в течение многих лет назывались карнотитовыми, причем многие геологи считали карнотит первичным минералом.

Большинство исследователей подчеркивали связь богатых руд с ископаемыми растительными остатками и предполагали, что рудоотложение так или иначе зависело от восстановления урана и ванадия органическим веществом и сероводородом. Однако Грейнджер и Уоррен (см. [124]) считают, что

V (III), образованный в процессе разложения обломочного магнетита и переносившийся в форме органических комплексов диагенетическими поровыми растворами, также мог восстанавливать уран, поступавший извне с иными грунтовыми водами. Рудные прослои формировались на границах раздела между этими двумя растворами. Поскольку кремний и алюминий также могут переноситься в виде органических комплексов, данная модель лучше объясняет присутствие в рудах ванадиевых глин и слюд, чем модели, в которых предусматривается простое восстановление.

Источник урана для рассматриваемых руд установлен не был. Наиболее распространенные гипотезы группируются вокруг идеи выщелачивания рудных компонентов при девитрификации туфогенных пород, входивших в состав пачки Браши-Бейсин, породы которой, превратившиеся ныне в монтмориллонитовые, непосредственно перекрывают рудоносную толщу. Среди других предполагавшихся источников — гидротермальные растворы, связанные с третичными интрузиями (маловероятно, если учесть результаты определения изотопного возраста), а также растворы, отжатые вниз при уплотнении залегающих выше по разрезу морских глин мелового возраста [300].

Отложение урана путем адсорбции. Месторождения этой группы обычно невелики, содержат бедные руды и, кроме того, недостаточно хорошо исследованы, но включены в рассмотрение для полноты охвата. Месторождения этой группы, показанные в приведенной выше таблице, относятся к тем немногим известным примерам, для которых сорбция урана (VI) гидроокислами железа, цеолитами или глинами считается причиной рудоотложения. При наличии в тех же породах органического вещества уран мог восстанавливаться им до урана (IV), однако на некоторых из этих месторождений определенно не содержится ни органического вещества, ни восстановленного урана.

Хотя хорошо известна способность $Ti(OH)_4$ сорбировать уранил-ион [67] и выяснено, что такая сорбция была дополнительным вторичным процессом на многих месторождениях [262, 86], она никогда не оказывалась главной причиной образования какого-либо рудного месторождения.

Сорбирующие минералы возникли главным образом за счет аутигенных образований. Поступление урана, накопленного в цеолитах или глинах месторождений Японии, в большинстве случаев связывают с выщелачиванием гранитов, залегающих непосредственно под месторождениями.

Прочие месторождения

Олимпик-Дам. Открытое недавно громадное медно-урановое месторождение Олимпик-Дам (Роксби-Даунс) в Южной Австралии позволяет обрисовать новую, весьма интересную обстановку рудоотложения. Первые подсчеты запасов по 20 скважинам показывают, что промышленная рудная минерализация распространена на площади более 1,5 × 0,5 км, а мощность рудной залежи превышает 170 м. Рудная залежь полностью погребена под 350-метровой толщей безрудных пород, однако выявляется по сильным гравитационным и магнитным аномалиям [138]. По имеющимся данным, она представлена мощными зонами с содержаниями U_3O_8 от 0,05 до 0,1%; Cu от 1 до 2% и запасами около 544 тыс. т U_3O_3 и 10 млн. т Cu [354].

Согласно предварительным описаниям, месторождение залегает в пределах платформенной структуры, называемой шельфом Стьюарт, примыкающей к верхнепротерозойской Аделаидской геосинклинали. Месторождение приурочено к толще пород, состоящей из вулканитов, тонкообломочных

осадочных пород и гематитизированных брекчий гранитов [138, 349]. Минерализованные участки имеют отчетливо выраженную плитообразную форму и залегают по границам многочисленных зон гематитовых брекчий, расположенных в пределах тел гранитных брекчий; природа и происхождение брекчий неизвестны. Минералы меди представлены сульфидами, образующими, как выяснилось при просмотре керна одной из скважин, вертикальную зональность от халькопирита на глубине до борнита и халькозина в вышележащих зонах [349]. Глубже встречаются магнетит и пирит, причем последний частично замещается сульфидами меди. Урансодержащий минерал был определен как браннерит. Геологическое положение и генезис Олимпик-Дам и недавно открытого поблизости от него другого месторождения не ясны; эти объекты в какой-то мере сходны со столь же озадачивающими медно-урановыми месторождениями района Маунт-Пейнтер в Южной Австралии [359, 360], залегающими в гематитизированных гранитных брекчиях, аркозах и филлитах.

Йилирри и месторождения в калькретах. Другим важным событием в геологии урана последних лет явилось открытие и описание обогащения ураном калькретовых дренажных структур в Западной Австралии, Намибии и Сомали [40, 207, 49]. Вмещающие породы представляют собой линзообразные тела, сложенные аллювием, почвенным субстратом или детритовым материалом, сцементированным карбонатными и другими минералами. Минералы урана представлены преимущественно карнотитом. Он заполняет пустоты и трещины в калькретах, а также образует вкрапленность в подстилающем кварцево-глинистом реголите. В аналогичной форме уран накапливается и в отложениях соленых озер. На месторождении Йилирри, Западная Австралия, оконтурена площадь с запасами 45 тыс. т U_3O_8, из которых половина приходится на руды с содержанием более 0,36% U_3O_8; крупными, по-видимому, являются также месторождения Лянгер-Хейнрих и Тумас-Ривер в Намибии [339].

К калькретам и ассоциирующимся с ними позднеплейстоценовым — голоценовым осадочным породам в Западной Австралии приурочены многочисленные рудопроявления и месторождения урана, занимающие три геоморфологические позиции [40]: 1) речные долины (trunk valleys); 2) плайевые озера; 3) расчлененные калькретовые террасы. Долинные калькреты, подобные тем, в которых залегает месторождение Йилирри, занимают долины крупных водотоков шириной до 5 км и длиной до 100 км. Калькретовый горизонт обычно имеет мощность 5—10 м. Будучи частью замкнутых дренажных бассейнов, русловые долины обычно ведут к плайевым озерам, образуя там дельты, сложенные хемогенными отложениями, в которых могут формироваться урановые месторождения [207]. Австралийские калькретовые месторождения залегают в четвертичных или современных отложениях плайевых озер либо в русловых калькретах на территории бессточных бассейнов, где испарение происходит интенсивнее, чем выпадение осадков. Испарение благоприятствует росту концентрации калия, а также увеличению активности уранил-иона, поскольку возрастание ионной силы и понижение pH ослабляют связи урана в карбонатных комплексах [207]. С гидрологической точки зрения наилучшие условия для отложения карнотита реализуются в обширных замкнутых дренажных бассейнах, подстилаемых гранитными породами, из которых уран поступает в подземные воды. Наиболее интенсивно карнотит осаждается там, где подземные воды подпруживаются барьерами, заставляющими их продвигаться вверх. При этом происходит окисление или смешивание этих вод с более глубинными, несущими ванадий (рис. 32). Ванадий лучше всего переносится в форме V (IV), а карнотит осаждается там, где ванадий окисляется до V (V) и/или происходит смешение глубинных вод с растворами, переносящими U (VI) [207].

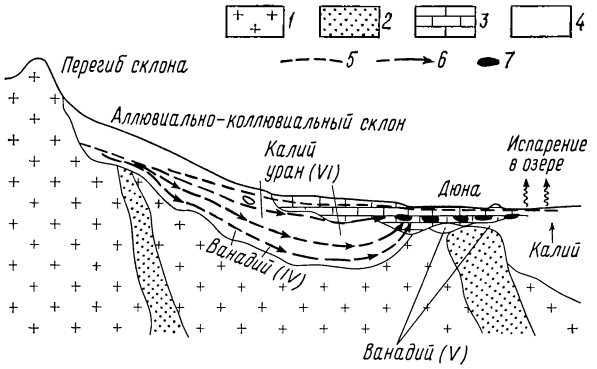


Рис. 32. Гидрологическая модель образования карнотита в калькретах ([207] с изменениями). Основными элементами модели являются перенос ванадия в четырехвалентном состоянии и наличие гидрологического барьера, обусловливающего восходящее течение грунтовых вод. *1* — граниты; *2* — зеленые сланцы; *3* — калькреты; *4* — аллювиально-коллювиальные отложения; *5* — уровень грунтовых вод; *6* — линии тока; *7* — карнотитовая минерализация.

Урановые месторождения, локализованные в калькретах и гипскретах [1] Намибии, отличаются от месторождений Западной Австралии рядом особенностей [49, 339]. Калькреты-гипскреты образуются на основе грубообломочного речного детритуса, содержат аутигенный гипс, относительное количество которого в цементе увеличивается по направлению к Атлантическому океану, и имеют позднетретичный возраст. Наиболее известно и, вероятно, имеет промышленное значение месторождение Лянгер-Хейнрих, другие месторождения располагаются в этом же районе. На месторождении Лянгер-Хейнрих вмещающими породами являются калькретизированные конгломераты; крупные обломки в них представлены слегка выветрелой угловатой гранитной дресвой местного происхождения. Цементирующий карбонат развивается в виде крупнозернистой мозаики, окружающей обломочные зерна. Гипс составляет около 2% цемента — меньше, чем в других месторождениях, расположенных ближе к океану. Опаловый цемент не наблюдается. Уклон русла здесь гораздо круче, чем в случае долинных калькретов Австралии, а подстилающие гранитоидные породы лишь слегка выветрелы, но морфология залежей калькретов похожа на австралийскую, и имеются доказательства существования поднятых ступеней коренных пород, вызывающих восходящее движение подземных вод.

По мнению Карлайла [49], намибийские калькрет-гипскретовые урановые месторождения, по всей вероятности, сформировались почти тем же путем, что и месторождения йилиррийского типа в долинных калькретах Австралии. Однако Хамблтон-Джонс и Тупс [132] отстаивают несколько иной механизм образования карнотита. Они приходят к заключению, что карнотит накапливался выше уровня грунтовых вод в результате направленной вверх диффузии, обусловленной всасывающим действием обезвоженной в результате испарения почвы, и диссоциации комплексов уранила. Несмотря на недосыщенность вод относительно карнотита, защищается тезис о метастабильном образовании его зародышей на монтмориллоните.

[1] Gypcrete — гипскрет, аналог калькрета с гипсовым цементом.— *Прим. перев.*

Заключение

В данном обзоре мы пытались дать интерпретации и сформулировать выводы, которые, на наш взгляд, удовлетворительно согласуются с имеющимися данными. Это выводы: а) о геологических процессах, б) о генезисе и факторах, контролирующих образование урановых месторождений, и в) о соотношениях между явно различными типами урановых месторождений. Для многих месторождений набор данных и представлений о генезисе неполон, и в некоторых случаях он, возможно, даже не соответствует сделанным нами выводам. Можно надеяться, что введение таких спорных моментов оправдывается концентрацией внимания на них, которая может оказаться полезной для последующих разведочных работ и научных исследований. Некоторые из важных вопросов, не нашедших еще надежного решения и заслуживающих дальнейших исследований, кратко рассмотрены ниже.

Огромное значение для поисков и разведки месторождений урана имеют соображения об изменениях в геохимическом цикле урана в связи с появлением около 2,2 млрд. лет назад обогащенной кислородом атмосферы и с развитием наземной растительности, начавшемся около 0,4 млрд. лет назад. В соответствии с указанными временны́ми пределами поиски месторождений в кварцевых конгломератах рациональны лишь в породах древнее 2,2 млрд. лет, а месторождений типа оруденелых песчаников только в породах моложе 0,4 млрд. лет. Но реальны ли эти возрастные границы или в действительности существуют исключения в виде месторождений промышленных масштабов? Значения возраста пород в месторождениях несогласного типа Австралии и Канады фактически одинаковы, однако являются ли для этого типа нижнепротерозойские метаосадочные породы и среднепротерозойские несогласия уникальными или аналогичные месторождения могут формироваться и в более молодых породах? Эмпирические возрастные схемы полезны, особенно в тех случаях, когда они согласуются с глобальными геохимическими изменениями, однако это не должно заставлять нас закрывать глаза и на явления, выходящие за их рамки.

Размышляя об источниках урана, особенно для месторождений богатых руд, обычно полагают, что источник должен иметь аномально высокие концентрации полезного компонента. Подразумевается также, что некоторые рудные тела представляют собой конечный продукт ряда последовательных процессов уранового минералообразования, необходимых для оформления месторождений в их современном виде. Во многих случаях, однако, мы были не в состоянии с определенностью указать источник, например, для месторождений несогласного типа (породы метаморфического фундамента?) или в оруденелых песчаниках (туфогенные и бентонитовые осадочные породы?). Хотя геологические условия свидетельствуют в их пользу, указанные предположения настолько важны для поисков и разведки, что их следует проверять до тех пор, пока не появятся однозначные доказательства.

Многочисленные гипотезы относительно переноса урана и его осаждения весьма интересны, но труднодоказуемы. Для совершенствования представлений о роли и устойчивости карбонатных и других комплексов урана, особенно при высоких температурах, необходимы дополнительные экспериментальные и геохимические исследования. Для большинства месторождений обычно делается вывод о восстановлении урана из окислительных растворов, исходя из обычной ассоциации его с гематитом, с одной стороны, и с сульфидами — с другой. Соединения углерода, сульфид-ионы и закисное железо являются подходящими восстановителями, но конкретный тип восстановителя редко удавалось установить. Необходимо более тщательное изучение парагенезисов и последовательности минералообразования, а также

механизмов восстановления, включая исследование кинетики восстановления урана различными углеводородными соединениями.

Для объяснения закономерностей размещения, морфологии и вариаций состава руд в урановых месторождениях лишь недавно была предпринята попытка создания гидрологических моделей рудообразующего процесса. Удалось выяснить, что диапазон условий, в которых формируется серия месторождений от роллового до несогласного типов, характеризуется тонким гидрологическим равновесием между урановыми рудоносными флюидами и восстановителями. Больше внимания следует уделять количественному подходу к проблемам разрушения и обогащения месторождений, локализованных как в песчаниках, так и в комплексах скальных пород. Проблемы развития богатых рудных зон как на выступе роллового фронта, так и в жилах месторождений несогласного типа требуют дополнительного изучения в отношении физических (течение раствора и диффузия) и химических (химизм рудоносного флюида и механизм восстановления) процессов, формирующих такие зоны, которыми часто определяется промышленная ценность месторождений. К некоторым осадочным толщам, содержащим урановые месторождения, приурочены также и залежи соляных пород, эвапоритов. Среди них пермские отложения Европы, позднепалеозойские и мезозойские толщи плато Колорадо, а также палеозойские пачки Новой Шотландии. Кроме того, часть урансодержащих метаморфических серий также обнаруживает признаки былого присутствия эвапоритов, заключающиеся в развитии в них скаполита и натриевых метасоматитов. Такие признаки, например, отмечались выше для геосинклинали Пайн-Крик в Австралии; района Банкрофт в Канаде; карбонатной толщи группы Дамара в Намибии, вмещающей месторождение Россинг; формации Роан в Медном поясе Заира — Замбии, а также, предположительно, для доломитовых пород формации Франсвиль. К этой группе можно добавить калькрет-гипскретовые залежи, в состав которых входят эвапориты неморского генезиса. Обычное сонахождение урановой минерализации и эвапоритов в одних осадочных сериях, вероятно, не случайно, но еще не понято. Геохимические процессы, протекающие в этих условиях, особенно подвижность, восстановление и осаждение урана в рассолах, нуждаются в исследованиях. Этими процессами можно также объяснить магнезиальный метасоматоз, часто сопровождающий урановое оруденение.

Открытие в течение последнего десятилетия новых типов урановых руд, в частности несогласного типа и типа Олимпик-Дам, заключающих значительную и постоянно возрастающую долю мировых запасов урана, позволяет предполагать, что возможно обнаружение и других типов месторождений и рудообразующих систем. Однако возможности для новых открытий, естественно, будут ограничены в связи с тем, что геологи будут заняты поисками месторождений уже известных типов с использованием концепций, проверенных на практике. Разработка действительно генетической классификации [88], основанной на использовании принципа геохимического цикла урана и соотношений между урановыми месторождениями, откроет новые перспективы и в конечном итоге позволит более эффективно проводить поиски и разведку месторождений урана в новых провинциях и ранее не известных природных ситуациях.

Благодарности

Длинный список ссылок — это лишь часть признательности исследователям, имеющим отношение к данной статье. Неоценимую пользу принесли нам бесчисленные дискуссии с геологами разных стран, где ведутся добыча,

разведка и научно-исследовательские работы. Тогда, когда их сведения заслуживали доверия, мы старались точно изложить их представления. Однако во многих случаях мы прибегали к собственным интерпретациям, часто основанным на наблюдениях других исследователей, и, разумеется, несем ответственность за сделанные выводы. Объем статьи не позволяет выразить благодарность индивидуально каждому, кто оказал влияние на содержание этой статьи, но мы признательны всем за их вклад.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adamek P. M.*, Geology and mineralogy of the Kopparosen uraninite-sulphide mineralization, Norrbotten County, Sweden: Sveriges Geol. Undersökning, ser. C, v. 69, No. 4, 69 p., 1975.
2. *Adams J. A. S., Osmund J. K., Rogers J. J. W.*, The geochemistry of thorium and uranium: Physics and Chemistry of the Earth., v. 3, p. 298—348, 1959.
3. *Adams S. S., Curtis H. S., Hafen P. L., Salek-Nejad H.*, Interpretation of post-depositional processes related to the formation and destruction of the Jackpile — Paguate uranium deposit, northwest New Mexico: Econ. Geol., v. 73, p. 1635—1654, 1978.
4. *Allen J. M.*, Uraniferous migmatites near Mont Laurier, Quebec: Econ. Geol., в печати.
5. *Amok*, The Carswell circular structure and the Cluff Lake uranium ore bodies, in: Parslow G. R., ed., Fuels, a geological appraisal: Regina, Saskatchewan Geol. Soc., Spec. Pub., 2, p. 47—61, 1974.
6. *Anderson D. L.*, Chemical plumes in the mantle: Geol. Soc., America Bull., v. 86, p. 1593—1600, 1975.
7. *Andrade Ramos J. R., Fraenkel M. O.*, Uranium occurrences in Brazil, in: Formation of uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 637—658, 1974.
8. *Andreyev P. F., Chumachenko A. P.*, Reduction of uranium by natural organic substances: Geochemistry International, No. 1, p. 3—7, 1964.
9. *Anhaeusser C. R.*, The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa: Royal Soc. London Philos. Trans., ser. A, v. 273, p. 357—388, 1973.
10. *Anthony P. J.*, Nabarlek uranium deposit, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Parkville, Victoria, Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon., 5, p. 304—308, 1975.
11. *Armbrustmacher T. J.*, Replacement and primary magmatic carbonatites from the Wet Mountains area, Fremont and Custer counties, Colorado: Econ. Geol., v. 74, p. 888—901, 1979.
12. *Armstrong F. C.*, ed., Proceedings of a workshop: Genesis of uranium- and gold-bearign Precambrian quartz-pebble conglomerates, October 13—15, 1975, Golden, Colorado: U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1161, в печати.
13. *Arribas Antonio*, Las pizarras uraniferas de la Provincia de Salamanca: Studia Geologica (Salamanca), v. 1, p. 7-45, 1970.
14. *Ayres D. E., Eadington P. J.*, Uranium mineralization in the South Alligator Rover valley: Mineralium Deposita, v. 10, p. 27—41, 1975.
15. *Baas Becking L. G. M., Kaplan I. R., Moore D.*, Limits of the natural environment in temps of pH and oxidation-reduction potentials: Jour. Geology, v. 68, p. 243—284, 1960.
16. *Badham J. P. N.*, Mineralogy, paragenesis, and origin of the Ag-Ni-Co arsenide mineralizations, Camsell River, N. W. T., Canada: Mineralium Deposita, v. 10, p. 153—175, 1975.
17. *Bain J. H. C.*, Uranium mineralization associated with late Proterozoic acid magmatism in notheast Queensland: Australia Bur. Mineral Resources, Geology, Geophysics Bull., v. 2, p. 137—147, 1977.
18. *Baldwin A. B.*, Uranium and thorium on the north shore of the Gulf of St. Lawrence: CIM Bull., v. 63, p. 699—707, 1970.
19. *Barbier Jean*, Continental weathering as a possible origin of vein-type uranium deposits: Mineralium Deposita, v. 9, p. 271—288, 1974.
20. *Barrington Jonathan, Kerr P. F.*, Uranium mineralization at the Midnite mine, Spokane, Washington: Econ. Geol., v. 56, p. 241—258, 1961.
21. *Barthel F. H.*, Review of uranium occurrences in Permian sediments in Europe, with special reference to uranium mineralizations in Permian sandstones, in: Fomation of uranium ore deposits: Vienna Internat. Atomic Energy Agency, p. 277—288, 1974.
22. *Barton P. B., Jr.*, Fixation of uranium in the oxidized base metal ores of the Good springes district, Clakr County, Nevada: Econ. Geol., v. 51, p. 178—191, 1956.
23. *Beck L. S.*, Uranium deposits of the Athabasca region: Saskatchewan Mineral Resources Rept., 126, 139 p., See also Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 62, p. 59—69, 1969.

24. *Becraft G. E., Weis P. F.*, Geology and mineral deposits of the Turtle Lake quadrangle, Washington: U. S. Geol., Survey Bull., 1131, 73 p., 1963.
25. *Berglof W. R.*, Absolute age relationships in selected Colorado plateau uranium ores: Unpub. Ph. D. thesis, Columbia Univ., 149 p., 1970.
26. *Berning J., Cooke R., Hiemstra S. A., Hoffman U.*, The Rössing uranium deposit, Southwest Africa: Econ. Geol., v. 71, p. 351—368, 1976.
27. *Bigotte G., Obellianne J. M.*, Découverte de mineralisations uraniferes au Niger: Mineralium Deposita: v. 3, p. 317—333, 1968.
28. *Binns R. A., McAndrew John, Sun S.-S.*, Origin of uranium mineralization at Jabiluka, in: Ferguson John, Goleby A. B., eds., Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 543—562, 1980.
29. *Birch Francis*, Speculations on the Earth's thermal history: Geol. Soc. America Bull., v. 76, p. 133—154, 1965.
30. *Birch Francis, Roy R. F., Decker E. R.*, Heat flow and thermal history in New England and New York, in: Zen Ean, White W. S., Hadley J. B., Thompson J. B., eds., Studies of Appalachian geology: New York, Interscience Publishers, p. 437—541, 1968.
31. *Bohse H., Rose-Hansen J., Sørensen H., Steenfelt A., Lovborg L., Kunzendorf H.*, On the behavior of uranium during crystallization of magmas — with special emphasis on alkaline magmas, in: Formation of uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, SM—183/26, p. 49—60, 1974.
32. *Borovec Z., Kribek B., Tolar V.*, Sorption of uranyl by humic acids: Chemical Geology, v. 27, p. 39—46, 1979.
33. *Bourrel J., Pfifflelmann J. P.*, La province uranifére de bassin de Franceville (Republique Gabonaise): Mineralium Deposita, v. 7, p. 323—336, 1972.
34. *Bowie S. H. U.*, Some geological concepts for consideration in the search for uranium provinces and major uranium deposits, in: Uranium exploration geology: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 285—300, 1970.
35. *Bowie S. H. U.*, The mode of occurrence and distribution of uranium deposits: Royal Soc. London Philos. Trans, ser. A, v. 291, p. 289—300, 1979.
36. *Breger I. A.*, The role of organic matter in the accumulation of uranium: The organic geochemistry of the coal-uranium association, in: Formation of uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 99—124, 1974.
37. *Breger I. A., Deul M.*, Association of uranium with carbonaceous materials, with special reference to the Temple Mountain region: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 320, p. 139—150, 1959.
38. *Burke Kevin, Dewey J. F.*, An outline of Precambrian plate development, in: Tarling D. H., Runcorn S. K., eds., Implications of continental drift to the earth sciences: New York, Academic Press, p. 1035—1045, 1973.
39. *Burnham C. W.*, Magmas and hydrothermal fluids, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2d ed.: New York, John Wiley and Sons, p. 71—136, 1979.
40. *Butt C. R. M., Horwitz R. C., Mann A. W.*, Uranium occurrences in calcrete and associated sediments in Western Australia: Perth, C. S. I.R.O., Rept. FP 16, 67 p., 1977.
41. *Button Andrew*, Algal concentrations in the Sabi River, Rhodesia: Depositional model for Witwaterstrand carbon?: Econ. Geol., v. 74, p. 1876—1882, 1979.
42. *Button Andrew, Adams S. S.*, Geology and recognition criteria for quartz-pebble conglomerate uranium deposits: Grand Junction, U.S. Dept. Energy Rept. GJBX-3 (81), 390 p., 1981.
43. *Gahen L.*, Igneous activity and mineralization episodes in the evolution of Kibaride and Katangide orogenic belts of Central Africa, in: Clifford T. N., Gass I. G., eds., African magmatism and tectonics: New York, Hafner, p. 97—118, 1970.
44. *Calas Georges*, Etude expérimentale du comportement de l'uranium dans les magmas: Etats d'oxydation et coordinance: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 43, p. 1521—1532, 1979.
45. *Cameron E. M., Hornbrook E. H. W.*, Current approaches to geochemical reconnaissance for uranium in the Canadian Shield, in: Exploration for uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, SM-208/13, p. 241—266, 1976.
46. *Campana B., King D.*, Regional geology and mineral resources of the Olary Province: South Australia Geol. Survey Bull., 34, 133 p., 1958.
47. *Campbell J. A., Steele-Mallory B. A.*, Depositional environments of the uranium-bearing Cutler Formation, Lisbon Valley, Utah: U. S. Geol. Survey Open-File Rept., 79—994, 35 p., 1979.
48. *Carrat H. G.*, Relations entre la structure des massifs granitiques et la distribution de l'uranium dans le Morvan: Mineralium Deposita, v. 6, p. 1—22, 1971.
49. *Carlisle Donald*, The distribution of calcretes and gypcretes in the southwestern United States and their uranium favorabililty: Grand Junction, Dept. Energy Rept. GJBX-29-78, 274 p., 1978.
50. *Chandler F. W.*, Geology of part of the Wollaston Lake fold belt, northern Wollaston Lake, Saskatchewan: Canada Geol. Survey Bull., 277, 57 p., 1978.

51. *Chauvet R. J.*, Description du gisement d'uranium d'Oklo, in: The Oklo phenomenon: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, SM-204/34, p. 53—65, 1978.
52. *Chenoweth W. L.*, compiler, Guidebook: Colorado uranium field trip: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Energy Minerals Div., 92 p., 1980.
53. *Chernyaev I. I.*, Complex compounds of uranium: Jerusalem, Israel Program for Scientifis Translations Ltd., 520 p., 1966.
54. *Cloud Preston*, A working model of the primitive earth: Am. Jour. Sci., v. 272, p. 537—548, 1972.
55. *Cohenour R. E.*, Geology and uranium occurrences near Lake-view, Oregon: U. S. Atomic Energy Comm. RME-2070, 33 p., 1960.
56. *Collomb P.*, Orogénèses superposées et datations stratigraphiques dans les régions hercyniennes metamorphiques du sud de la France, in: Wynne-Edwards H. R., ed., Age relations in high-grade metamorphic terrains: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 5, p. 89—104, 1969.
57. *Condon M. A., Walpole B. P.*, Sedimentary environment as a control of uranium mineralization in the Katherine-Darwin region, Northern Territory: Australia Bur. Mineral Resources Rept. 24, 14 p., 1955.
58. *Craig L. C., and others*, Stratigraphy of the Morrison and related formations, Colorado Plateau region — a preliminary report: U.S. Geol. Survey Bull., 1009-E, p. 125—168, 1955.
59. *Crick I. H., Muir M. D.*, Evaporites and uranium mineralization in the Pine Creek geosyncline, in: Ferguson John, Goleby A. B., eds., Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 531—542, 1980.
60. *Cumming G. L., Rimsaite J.*, Isotopic studies of leaddepleted, secondary radioactive minerals, and sulfides from the Rabbit Lake unarium deposit, Saskatchewan: Canadian Jour. Earth Sci., v. 16, p. 1702—1715, 1979.
61. *Cuney Michel*, Geologic environment, mineralogy, and fluid inclusions of the Bois Noirs-Limouzat uranium vein, Forez, France: Econ. Geol., v. 73, p. 1567—1610, 1978.
62. *Cunnigham C. G., Steven T. A.*, Postulated model of uranium occurrence in the central mining area, Marysvale district, west-central Utah: U. S. Geol. Survey Open-File Rept., 78—1093, 20 p., 1978.
63. *Dahlkamp F. J.*, A classification of uranium deposits: Mineralium Deposita: v. 13, p. 83—104, 1978.
64. *Dahlkamp F. J.*, Geologic appraisal of the Key Lake U—Ni deposits, northern Saskatchewan: Econ. Geol., v. 73, p. 1430—1449, 1978.
65. *Darnley A. G., Charbonneau B. W., Richardson K. A.*, Distribution of uranium in rocks as a guide to the recognition of uraniferous region, in: Recognition and evaluation of uraniferous areas: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, TC-25/9, p. 55—82, 1977.
66. *Davidson*, On the occurrence of uranium in ancient conglomerates: Econ. Geol., v. 52, p. 668—693, 1957.
67. *Davies R. V., Kennedy J., McIlroy R. W., Spence R., Hill K. M.*, Extraction of uranium from sea water: Nature, v. 203, p. 1110—1115, 1964.
68. *Denson N. M., Gill J. R.*, Uranium-bearing lignite and its relation to volcanic tuff in eastern Montana and North Dakota: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 300, p. 413—418, 1956.
69. *Derriks J. J., Vaes J. F.*, The Shinkolobwe uranium deposit: Current status of our geologic and metallogenic knowledge, in: Proceedings of the Internat. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy, v. 6, Geolofy of uranium and thorium: New York, United Nations, p. 94—128, 1956.
70. *Derry D. R.*, Evidence of the origin of the Blind River uranium deposits: Econ. Geol., v. 55, p. 906—927, 1960.
71. *De Voto R. H., Paschis J. A.*, Geology of uranium vein deposits (including Schwartzwalder mine) in Proterozoic metamorphic rocks, Front Range, Colorado, in: Ferguson John, Goleby A. B., eds., Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline: Veinna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 683—692, 1980.
72. *Dimroth Erich, Kimberley M. M.*, Precambrian atmospheric oxygen: Evidence in the sedimentary distributions of carbon, sulfur, uranium, and iron: Canadian Jour. Earth Sci., v. 13, p. 1161—1185, 1976.
73. *Dodson R. G., Needham R. S., Wilkes P. G., Page R. W., Smart P. G., Watchman A. L.*, Uranium mineralization in the Rum Jungle-Alligator Rivers province, Northern Territory, Australia, in: Formation of uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, SM-183/28, p. 551—568, 1974.
74. *Doi Kazumi, Hirono Shuichiro, Sakamaki Yukio*, Uranium mineralization by ground water in sedimentary rocks: Econ. Geol., v. 70, p. 628—646, 1975.
75. *Dostal Jaroslav, Capedri Silvio*, Uranium in metamorphic rocks: Contr. Mineralogy Petrology, v. 66, p. 409—414, 1978.
76. *Dyck Willy*, The mobility and concentration of uranium and its decay products in tem-

perate surficial environments, in: Kimberley M. M., ed., Uranium deposits; their mineralogy and origin: Mineralog. Assoc. Canada, p. 57—100, 1978.
77. *Eade E. K., Fahrig W. F.*, Geochemical evolutionary trends of continental plates — a preliminary study of the Canadian Shield: Canada Geol. Survey Bull., 179, 51 p., 1971.
78. *Eargle D. H., Dickinson K. A., Davis B. O.*, South Texas uranium deposits: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 59, p. 766—779, 1975.
79. *Engel A. E. J., Itson S. P., Engel C. G., Stickney D. M., Cray E. J., Jr.*, Crustal evolution and global tectonics: A petrogenic view: Geol. Soc. America Bull., v. 85, p. 843—855, 1974.
80. *Ethridge F. G., Ortiz N. V., Sunada D. K., Tyler Noel*, Laboratory, field, and computer-flow study of the origin of Colorado Plateau type uranium deposits: U.S. Geol. Survey Open-File Rept., 80—805, 81 p., 1980.
81. *Eupene G. S.*, Stratigraphic, structural, and temporal control of mineralization in the Alligator Rivers uranium province, Northern Territory, Australia, in: Ridge J. D., ed., Proceedings of the Fifth Quadrennial IAGOD Symposium, v. 1: Stuttgart E., Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, p. 347—376, 1980.
82. *Eupene G. S. Fee P. H., Colville R. G.*, Ranger One uranium deposits, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Parkville, Victoria, Australasian Inst. Mining Metallurgy, Mon. 5, p. 308—317, 1975.
83. *Everhart D. L., Wright R. J.*, The geologic character of typical pitchblende veins: Econ. Geol., v. 48, p. 77—96, 1953.
84. *Evoy E. F.*, Geology of the Gunnar uranium deposit, Beaverlodge area, Saskatchewan: Unpub. Ph. D. thesis, Wisconsin Univ., 80 p., 1961.
85. *Fehn U., Cathles L. M., Holland H. D.*, Hydrothermal convection and uranium deposits in abnormally radioactive plutons: Econ. Geol., v. 73, p. 1556—1566, 1978.
86. *Ferris C. S., Ruud C. D.*, Brannerite: Its occurrences and recognition by microprobe: Colorado School Mines Quart., v. 66, no. 4, 35 p., 1971.
87. *Finch W. I.*, Geology of uranium deposits in sandstone in the United States: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 538, 121 p., 1967.
88. *Finch W. I., Granger H. C., Lupe R. D., McCammon R. B.*, Research on interactive genetic-geologic models to evaluate favorability for undiscovered uranium resources, in: Proceedings, International Symposium on Uranium Evaluation and Mining Techniques: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, SM-239/39, p. 447—462, 1980.
89. *Fischer R. P.*, Deposits of vanadium bearing sandstone, in: Mineral resources of Colorado: Colorado State Mineral Resources Board, p. 451—456, 1947.
90. *Fischer R. P.*, Vanadium-uranium deposits of the Rifle Creek area, Garfield County, Colorado: U.S. Geol., Survey Bull., 1101, 52 p., 1960.
91. *Fischer R. P.* The uranium and vanadium deposits of the Colorado Plateau region, in: Ridge J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933—1967, v. 1: New York, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, Inc., p. 735—746, 1968.
92. *Fischer R. P.*, Similarities, differences, and some genetic problems of the Wyoming and Colorado Plateau types of uranium deposits in sandstone: Econ. Geol., v. 65, p. 778—784, 1970.
93. *Fischer R. P.*, Exploration guides to new uranium districts and belts: Econ. Geol., v. 69, p. 362—376, 1974.
94. *Fischer R. P., Haff J. C., Rominger J. F.*, Vanadium deposits near Placerville, San Miguel County, Colorado: Colorado Sci. Soc. Proc., v. 15, no. 3, p. 115—134, 1947.
95. *Fleischer V. C., Garlick W. G., Haldane R.*, Geology of the Zambian Copperbelt, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, v. 6, Amsterdam, Elsevier, p. 223—352, 1976.
96. *Foy M. F., Pederson C. P.*, Koongarra uranium deposit, in: Knight C. F., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Parkville, Victoria, Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon., 5, p. 317—321, 1975.
97. *Fowler A. D., Doig R.*, Origin of uraniferous granitoids, Grenville province, Quebec and Ontario, abs., Geol. Assoc. Canada Program with Abstracts, v. 4, p. 41, 1979.
98. *François A.*, Stratigraphie, tectonique, et mineralisations dans l'arc cuprifère du Shaba (République du Zaire), in: Bartholomé, Paul ed., Gisements stratiformes et provinces cuprifères: Liège, Soc. Géol. Belgique, p. 79—101, 1974.
99. *Fraser W. J.*, The embayment line of mineralization, Rum Jungle, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Parkville, Victoria, Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon., 5, p. 271—276, 1975.
100. *Frondel Clifford*, Systematic mineralogy of uranium and thorium: U.S. Geol. Survey Bull., 1064, 400 p., 1958.
101. *Fyfe W. S.*, Heat flow and magmatic activity in the Proterozoic: Royal Soc. London Philos. Trans., ser. A, v. 280, p. 655—660, 1976.
102. *Fyfe W. S.*, The geochemical cycle of uranium, in: Theoretical and practical aspects of uranium geology: London, The Royal Society, p. 179—191, 1979.

103. *Gabelman J. W.*, Metallotectonic control of uranium distribution, in: Uranium exploration geology: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 187—204, 1970.
104. *Gabelman J. W., Krusiewski S. V.*, Zonal distribution of uranium deposits in Wyoming U.S.A.: Internat. Geol. Cong., 22nd, New Delhi, sec. 5, Abstracts, p. 70—71, 1964.
105. *Galloway W. E.*, Uranium mineralization in a coastal-plain fluvial aquifer system: Catahoula Formation, Texas: Econ. Geol., v. 73, p. 1655—1676, 1978.
106. *Gandhi S. S.*, Geological setting and genetic aspects of uranium occurrences in the Kaipokok Bay — Big River area, Labrador: Econ. Geol., v. 73, p. 1492—1522, 1978.
107. *Gangloff A.*, Notes sommaires sur la géologie des principaux districts uranifères etudiés par la CEA, in: Uranium exploration geology: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 77—105, 1970.
108. *Garlick W. G.*, The syngenetic theory, in: Mendelsohn Felix, ed., The geology of the Northern Rhodesian copper-belt: London, Macdonald and Co., p. 146—165, 1961.
109. *Garlick W. G.*, Association of mineralization and algal reef structures on Northern Rhodesian Copperbelt, Katanga, and Australia: Econ. Geol., v. 59, p. 416—427, 1964.
110. *Garrels R. M., Christ C. L.*, Solutions, minerals, and equilibria: New York, Harper and Row, 450 p., 1965.
111. *Garrels R. M., Larsen E. S., III*, compilers, Geochemistry and mineralogy of the Colorado Plateau uranium ores: U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 320, 239 p., 1959.
112. *Garrels R. M., Pommer A. M.*, Some quantitative aspects of the oxidation and reduction of the ores: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 320, pt. 14, p. 147—164, 1959.
113. *Gast P. W.*, Limitations on the composition of the upper mantle: Jour. Geophys. Research, v. 65, p. 1287—1297, 1960.
114. *Gatzweiler R., Lehnert-Theil K., and others*, The Key Lake uranium-nickel deposits: CIM Bull., v. 72, No. 807, p. 73—79, 1979.
115. *Geoffroy Jacques, Sarcia Jacqueline*, La notion de gite epithermal uranifère et les problèmes qu'elle pose: Soc. Géol. France Bull., v. 6, p. 173—190, 1958.
116. *Goldhaber M. B., Reynolds R. L.*, Origin of marcasite and its implications regarding the genesis of roll-front uranium deposits: U.S. Geol. Survey Open-File Rept., 79—1696, 38 p., 1979.
117. *Goldhaber M. B., Reynolds R. L., Rye R. O.*, Formation and resulfidization of a South Texas roll-type uranium deposit: U.S. Geol. Survey Open-File Rept., 79—1651, 1979.
118. *Goodell P. C., Trentham R. C., Carroway Kenneth*, Geologic setting of the Pena Blanca uranium deposits, Chichuahua, Mexico, in: Henry C. D., Walton A. W., eds., Formation of uranium ores by diagenesis of volcanic sediments: Grand Junction, U.S. Dept. Energy Rept., GJBX 22—79, chap. 9, 38 p., 1978.
119. *Gould W., Smith R. B., Metzger S. P., Melancon P. E.*, Geology of the Homestake-Sapin uranium deposits, Ambrosia Lake area, in: Geology and technology of the Grants uranium region: New Mexico Inst. Mining Technology Mem., 15, p. 66—71, 1963.
120. *Granger H. C.*, Localization and control of uranium deposits in the southern San Juan Basin mineral belt, New Mexico — an hypothesis: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 600-B, p. B60—B70, 1968.
121. *Granger H. C.*, Fluid flow and ionic diffusion and their ro les in the genesis of sandstone-type uranium ore bodies: U.S. Geol. Survey Open-File Rept., 76—454, 26 p., 1976.
122. *Granger H. C., Warren C. G.*, Unstable sulfur compounds and the origin of roll-type uranium deposits: Econ. Geol., v. 64, p. 160—171, 1969.
123. *Granger H. C.*, Some speculations on the genetic geochemistry and hydrology of roll-type uranium deposits: Wyoming Geol. Assoc. Guidebook, 30th Ann. Field Conf., p. 349—361, 1978.
124. *Granger H. C.*, Genetic geochemistry of vanadium-uranium deposits, Colorado Plateau (abs.): Am. Assoc. Petroleum Geologists, Rocky Mountain Section, Albuquerque, April 1981, Abstracts with Program, p. 15, 1981.
125. *Granger H. C., Santos E. S., Dean B. G., Moore F. G.*, Sandstone-type uranium deposits at Ambrosia Lake, New Mexico — an interim report: Econ. Geol., v. 56, p. 1179—1209, 1961.
126. *Grauch R. I.*, Precambrian uranium and massicve sulfide deposits in metamorphosed volcanogenic rocks: southeastern New York (abs.): Econ Geol., v. 73, p. 1407, 1978.
127. *Green D. H.*, Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics: Geology, v. 3, p. 15—18, 1975.
128. *Green Jack*, Geochemical table of the elements for 1959: Geol. Soc. America Bull., v. 70, p. 1127—1184, 1959.
129. *Gruner J. W.*, Concentration of uranium by carbon compounds: Econ. Geol., v. 50, p. 542—543, 1955.
130. *Gulson B. L., Mizon K. J.*, Lead isotope studies at Jabiluka, in: Ferguson John, Goleby A.B., eds., Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline: Vienna, Interant. Atomic Energy Agency, p. 439—455, 1980.
131. *Haji-Vassiliou A., Kerr P. F.*, Uranium-organic matter association at La Bajada. New Mexico: Econ. Geol., v. 67, p. 41—54, 1972.

132. *Hambleton-Jones B. B., Toens P. D.*, The geology and geochemistry of calcrete/gypcrete uranium deposits in duricrust: Namib Desert, South West Africa (abs.): Econ. Geol., v. 73, p. 1407—1408, 1978.
133. *Harper C. T.*, The geology of the Cluff Lake uranium deposits: CIM Bull., v. 71, No. 800, p. 68—78, 1978.
134. *Harshman E. N.*, Geology and uranium deposits, Shirley Basin area, Wyoming: U.S. Geol. Survey Prof Paper 745, 82 p.. 1972.
135. *Hauseux M. A.*, Mode of uranium occurrence in a migmatitic granite terrain, Baie Johan Beetz, Quebec: CIM Bull., v. 70, No. 780, p. 110—116, 1977.
136. *Hawkins B. W.*, Mary Kathleen uranium deposit, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Parkville, Victoria, Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon., 5, p. 397—402, 1975.
137. *Hawley C.C., Robeck R. C., Dyer H. B.*, Geology, altered rocks, and ore deposits of the San Raphael swell, Emery County, Utah: U.S. Geol. Survey Bull., 1239, 115 p., 1968.
138. *Haynes D. W.*, Geological technology in mineral resource exploration: Australian Acad. Tech. Sci., Third Invitation Symp., preprint 2, 21 p., 1979.
139. *Hegge M. R., Rowntree J. C.*, Geologic setting and concepts on the origin of uranium deposits in the East Alligator River region, Northern Territory, Australia: Econ. Geol., v. 73, p. 1420—1429, 1978.
140. *Heier K. S.*, Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin: Royal Soc. London Philos. Trans., ser. A, v. 273, p. 429—442, 1973.
141. *Heinrich E. W., Bever J. E.*, Radioactive mineral occurrences in the Guffey area, Park and Fremont counties, Colorado: Colorado School Mines Quart., v. 52, No. 4, p. 23—35, 1957.
142. *Herbosch A.*, Facteurs controlant la distribution des elements dans les shales uranifères du bassin Permian de Lodève, Hérault, France, in: Formation of uranium orea deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agancy, SM-183/3, p. 359—380, 1974.
143. *Heyse J. V.*, Mineralogy and paragenesis of the Schwartzwalder mine uranium ore, Jefferson County, Colorado: U.S. Atomic Energy Comm. Rept., GJO—912—1, 87 p., 1971.
144. *Hills J. H., Richards J. R.*, Pitchblende and galena ages in the Alligator Rivers region, Northern Territory, Australia: Mineralium Deposita, v. 11, p. 133—154, 1976.
145. *Hilpert L. S.*, Uranium resources of northwestern New Mexico: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 603, 166 p., 1969.
146. *Hoeve Jan, Sibbald T. I. I.*, On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity-type uranium deposits in northern Saskatchewan, Canada: Econ. Geol., v. 73, p. 1450—1473, 1978.
147. *Holland H. D.*, Model for the evolution of the earth's atmosphere, in: Engle A. E. J., James H. L., Leonard B. F., eds., Petrologic studies, a volume in honor of A. F. Buddington: Geol. Soc. America, p. 447—477, 1962.
148. *Hostetler P. B., Garrels R. M.*, Transportation and precipitation of uranium and vanadium at low temperatures, with special reference to sandstone-type uranium deposits: Econ. Geol., v. 57, p. 137—167, 1962.
149. *Houston R. S., Karlstrom K. E.*, Uranium-bearing quartzpebble conglomerates: Exploration model and United States resource potential: Grand Junction, U.S. Dept. Energy Rept. GJBX-1 (80), 510 p., 1979.
150. *Hughes F. E., Munro D. L.*, Uranium ore deposits at Mary Kathleen, in: Atomic energy in Australia: Australian Atomic Energy Comm., v. 13, No. 2, p. 11—17, 1970.
151. *Hurley P. H.*, Distribution of radioactivity in granites and possible relation to helium age measurements: Geol. Soc. America Bull., v. 61, p. 1—8, 1950.
152. *Hyden H. J.*, Uranium and other trace metals in crude oils of western United States: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 300, p. 511—520, 1956.
153. *Isachsen Y. W., Evensen C. G.*, Geology of uranium deposits of the Shinarump and Chinle formations on the Colorado Plateau: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 300, p. 263 — 280, 1956.
154. *Ishihara S., Komura K., Murakami T.*, Source rocks of Miocene bedded-type uraniferous deposits in northern Miyoshi district and genesis of uranium anomalies at Myoga, Shobara City, Hiroshima Prefecture, Japan: Japan Geol. Survey Bull., v. 20, No. 3, p. 11—22, 1969.
155. *Jacob R. E.*, Geology and metamorphic petrology of part of the Damara orogen along the lower Swakop River, South West Africa: Cape Town, Chamber of Mines Precambrian Research Unit Bull., 17, 184 p., 1974.
156. *Jennings J. K.*, A new structural model for humic material which shows sites for attachment of oxidized uranium species, in: Short papers of the U.S. Geol. Survey uranium-thorium symposium, 1977: U.S. Geol. Survey Circ., 753, p. 10—11, 1977.
157. *Jennings J. K., Leventhal J. S.*, A literature review of interaction of oxidized uranium species and uranium complexes with soluble organic matter: U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 78—179, 1978.
158. *Jensen M. L.*, Sulfur isotopes and the origin of sandstones-type uranium deposits: Econ. Geol., v. 93, p. 558—616, 1958.

159. *Johnson I. R., Gow N. N.*, Wyllyama inlier — mineralization in western New South Wales, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea. I. Metals: Parkville, Victoria, Australasian Isnt. Mining Metallurgy Mon. 5, p. 495 — 498, 1975.
160. *Jones Barry*, The geology of the Collins Bay uranium deposit, Saskatchewan: CIM Bull., v. 73, No. 818, p. 184—190, 1980.
161. *Jurain G., Renard J. P.*, Géochimie de l'uranium dans les minéraux philliteaux et les roches de massif granitique de Montagne-sur-Sèvre (Vendée), France: Mineralium Deposita, v. 5, p. 354—364, 1970.
162. *Katayama Nobuo, Kamiyama Teigi*, Favorable conditions for the formation of basal type uranium deposits: Mining Geology, v. 27, p. 1—8, 1977.
163. *Katayama Nobuo, Kubo K., Hirona S.*, Genesis of the uranium deposits of the Tono mine, Japan, in: Formation of uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 437—452, 1974.
164. *Kelley D. R., Kerr P. F.*, Urano-organic ore at Temple Mountain, Utah: Geol. Soc. America Bull., v. 69, p. 701—755, 1958.
165. *Kelley V. C.*, Geology and technology of the Grants uranium region: New Mexico Inst. Mining Technology Mem. 15, 277 p., 1963.
166. *Kerr P. F.*, Uranium emplacement in the Colorado Plateau: Geol. Soc. America Bull., v. 69, p. 1075—1112, 1958.
167. *Kimberley M. M.*, ed., Short course in uranium deposits; their mineralogy and origin: Mineral. Assoc. Canada Short Course Handbook, v. 3, 521 p., 1978.
168. *King P. B.*, Precambrian geology of the United States; an explanatory text to accompany the geologic map of the United States: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 902, 85 p., 1976.
169. *Kirchner G., Lehnert-Thiel K., Rich J., Strand J. G.*, The Key Lake U-Ni deposits: A model for lower Proterozoic uranium deposition, in: Ferguson John, Goleby A. B., eds., Proceedings of the Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 617-629, 1980.
170. *Kirwan L. D.*, The discovery of the Midwest Lake uranium deposit, in: Parslow G. R., ed., Uranium exploration techniques: Regina, Saskatchewan Geol. Soc., Spec. Pub. 4, p. 59—79, 1979.
171. *Kish Leslie*, Radioactive occurrences in the Grenville of Quebec, Mont Laurier-Cabonga district: Quebec Dept. Nat., Resources, Mineral Deposits Service Rept. DP-310, 30 p., 1975.
172. *Kittel D. F.*, Geology of the Jackpile Mine area, in: Kelley V. C., ed., Geology and technology of the Grants uranium region: New Mexico Inst. Mining Technology Mem. 15, p. 167—176, 1963.
173. *Klepper M. R., Wyant D. G.*, Uranium provinces, in: Proc. of the Internat. Conf. on the Peaceful Usues of Atomic Energy, v. 6, Geology of uranium and thorium: United Nations, p. 217—223, 1956.
174. *Kleinberg J., Argersinger W. J., Jr., Griswold E.*, Inorganic chemistry: New York, D. C. Heath and Company, 1960.
175. *Knipping H. D.*, The concepts of supergene versus hypogene emplacement of uranium at Rabbit Lake, Saskatchewan, Canada, in: Formation of uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 531—548, 1974.
176. *Kochenov A. V., Zinev'yev V. V., Lovaleva S. A.*, Some features of the accumulation of uranium in peat bogs: Geochemistry International, v. 2, No. 1, p. 65—70, 1965.
177. *Kochenov A. V., Korolev K. G., Dubinchuk V. T., Medvedev Yu. L.*, Experimental data on the contidions of precipitation of uranium from aqueous solutions: Geochemistry International, v. 14, No. 6, p. 82—87, 1977.
178. *Koeppel V.*, Age and history of uranium mineralization of the Beaverlodge area, Saskatchewan: Canada Geol. Survey Paper 67—31, 111 p., 1968.
179. *Korolev K. G., Rumyantseva G. V.*, Conditions of formation of collomorphic uranotitanates and brannerite: Internat. Geol. Rev., v. 18, p. 167—171, 1976.
180. *Lachenbruch A. H., Sass J. H.*, Heat flow in the United States and the thermal regime of the coast, in: Heacock J. G., ed., The earth's crust, its nature and physical properties,: Am. Geophys. Union Mon., 20, p. 626—675, 1971.
181. *Lambert I. B., Heier K. S.*, Geochemical investigation of deep-seated rocks in the Australian Shield: Lithos, v. 1, p. 30—53, 1968.
182. *Lambert R. St. J., Chamberlain V. E., Holland J. G.*, Geochemistry of Archean rocks, in: Windley B. F., ed., The early history of the earth: New York, John Wiley and Sons, p. 377—403, 1976.
183. *Lang A. H., Griffith J. W., Steacy H. R.*, Canadian deposits of uranium and thorium: Canada Geol. Survey Econ. Geology Rept., 161 (2d ed.), 324 p., 1962.
184. *Langmuir Donald*, Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 42, p. 547—570, 1978.

185. *Larsen E. S., Jr., Phair George*, The distribution of uranium and thorium in igneous rocks, in: Faul Henry, ed., Nuclear geology: New York, John Wiley and Sons, Inc., p. 75—89, 1954.
186. *Lee M. J., Brookins D. G.*, Rubidium-strontium minimum ages of sedimentation, uranium mineralization, and provenance, Morrsion Formation (Upper Jurassic), Grants mineral belt, New Mexico: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 62, p. 1673—1683, 1978.
187. *Lee W. H. K., Uyeda Seiya*, Review of heat flow data, in: Lee W. H. K., ed., Terrestrial heat flow: Am. Geophys. Union Mon., 8, p. 87—190, 1965.
188. *Lepp Henry, Goldich S. S.*, Origin of Precambrian iron formations: Econ. Geol., v. 59, p. 1046—1060, 1964.
189. *Leroy Jacques*, The Margnac and Fanny uranium deposits of the La Crouzille district (western Massif Central, France): Geologic and fluid inclusion studies: Econ. Geol., v. 73, p. 1611—1634, 1978.
190. *Leventhal J. S.*, Organic geochemistry and uranium in Grants mineral belt, in: Rautman C. A., Geology and mineral technology of the Grants uranium region, 1979: New Mexico Bur. Mines Mineral Resources Mem. 38, p. 75—85, 1980.
191. *Lewry J.F., Sibbald T. I. I.*, Variation in lithology and tectonometamorphic relationships in Precambrian basement of northern Saskatchewan: Canadian Jour. Earth Sci., v. 14, p. 1453—1463, 1977.
192. *Lewry J. F.*, A review of pre-Athabasca basement geology in northern Saskatchewan, in: Parslow G. R., ed., Uranium exploration techniques: Regina, Saskatchewan Geol. Soc. Spec. Pub. 4, p. 19—58, 1979.
193. *Li W. C., Victor D. M., Chakrabarti C. L.*, Effect of pH and uranium concentration on interaction of uranium (VI) and uranium (IV) with organic ligands in aqueous solutions: Anal. Chemistry, v. 52, p. 520—523, 1980.
194. *Liebenberg W. R.*, The occurrence and origin of gold and radioactive minerals in the Witwatersrand: Geol. Soc. South Africa Trans., v. 58, p. 101—254, 1956.
195. *Lindsey D. A.*, Epithermal beryllium deposits in water-laid tuff, western Utah: Econ. Geol., v. 72, p. 219—232, 1977.
196. *Little H. W.*, Anhydrite-pegmatite uranium ore at Bancroft, Ontario: Econ. Geol., v. 64, p. 691—693, 1969.
197. *Little H. W.*, Uranium in Canada, in: Report of activities, pt. A: Canada Geol. Survey Paper 71—1, p. 137—139, 1974.
198. *Little H. W., Smith E. E. N., Barnes F. Q.*, Uranium deposits of Canada: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal 1972, Guidebook to Field Excursion C67, 64 p., 1972.
199. *Locardi E.*, Recent volcanoes and uranium mineralizations, in: Recognition and evaluation of uraniferous areas: Vienna, Internat. Atomic energy Agency, TC-25/18, p. 229-340, 1977.
200. *Lovering T. G.*, Progress in radioactive iron oxides investigations: Econ. Geol., v. 50, p. 186—195, 1955.
201. *Ludwig K. R.*, Uranium-daughter migration and U/Pb isotope apparent ages of uranium ores, Shirley Basin, Wyoming: Econ. Geol., v. 73, p. 29—49, 1978.
202. *Ludwig K. R.*, Age of uranium mineralization in the Gas Hills and Crooks Gap districts, Wyoming, as indicated by U-Pb isotope apparent ages: Econ. Geol., v. 74, p. 1654—1668, 1979.
203. *Ludwig K. R., Silver L. T.*, Lead-isotope inhomogeneity in Precambrian igneous K-feldspars: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 41, p. 1457-1572, 1977.
204. *Ludwig K. R., Nash J. T., Naeser C. W.*, Age of uranium mineralization, U-Pb isotope systematics, and ore mineralogy of the Midnite Mine, Washington: Econ. Geol., v. 76, p. 89—110, 1981.
205. *MacDonald G. J. F.*, The deep structure of continents: Rev. Geophysics, v. 1, p. 587—665, 1963.
206. *MacKevett E. M., Jr.*, Geology and ore deposits of the Bokan Mountain uranium-thorium area, southeastern Alaska: U.S. Geol. Survey Bull., 1154, 125 p., 1963.
207. *Mann A. W., Deutscher R. L.*, Genesis principles for the precipitation of carnotite in calcrete drainages of Western Australia: Econ. Geol., v. 73, p. 1724—1737, 1978.
208. *Manskaya S. M., Drosdova T. V.*, Geochemistry of organic substances: New York, Pergamon Press, 347 p., 1968.
209. *Manskaya S. M., Drosdova T. V., Emilianova M. P.*, Binding of uranium by humine acids and by melanoidines: Geochemistry, No. 4, 1956.
210. *Matheson R. S., Searl R. A.*, Mary Kathleen uranium deposit, Mt. Isa-Cloncurry district, Queensland, Australia: Econ. Geol., v. 51, p. 528—540, 1956.
211. *Mawdsley J. B.*, Uranitite-bearing deposits, Charlebois Lake area, northeastern Saskatchewan: CIM Bull., v. 45, p. 366—375, 1952.
212. *McKelvey V. E., Everhart D. L., Garrels R. M.*, Origin of uranium deposits: Econ. Geol., 50th Anniversary Vol., p. 464-533, 1955.
213. *McMillan R. H.*, Uranium in Canada: Canadian Petroleum Geology Bull.. v. 25, p. 1222-1249, 1977.

214. *Melin R. E.*, Description and origin of uranium deposits in Shirley Basin, Wyoming: Econ. Geol., v. 59, p. 835—849, 1964.
215. *Mehnert K. R.*, Migmatites and the origin of granitic rocks: New York, Elsevier, 393 p., 1968.
216. *Mendelsohn Felix*, ed., The geology of the Northern Rhodesian copper-belt: London, Macdonald and Co., 523 p., 1961.
217. *Miller D. S., Kulp J. L.*, Isotopic evidence on the origin of the Colorado Plateau uranium ores: Geol. Soc. America Bull., v. 74, p. 609—630, 1963.
218. *Minter W. E. L.*, Detrital gold, uranium, and pyrite concentrations related to sedimentology in the Precambrian Vaal Reef placer, Witwatersrand, South Afica: Econ. Geol., v. 71, p. 157—176, 1976.
219. *Mittempergher M.*, Genetic characteristics of uranium deposits associated with Permian sandstones in the Italian Alps, in: Formation of uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 299—312, 1974.
220. *Moench R. H., Schlee J. S.*, Geology and uranium deposits of the Laguna district, New Mexico: U.S. Geol., Survey Prof. Paper 519, 117 p., 1967.
221. *Moorbath Stephen*, Age and isotope evidence for the evolution of continental crust: Royal Soc. London Philos. Trans., ser. A, v. 288, p. 401—413, 1978.
222. *Moore G. W.*, Extraction of uranium from aqueous solution by coal and some other materials: Econ. Geol., v. 49, p. 652—658, 1954.
223. *Moreau Marcel*, L'Uranium et les granitoides: Essai d'interpretation, in: Jones M. J., ed., Geology, mining, and extractive processing of uranium: London, Inst. Mining and Metallurgy, p. 83—102, 1977.
224. *Moreau Marcel, Ranchin Guy*, Altérations hydrothermales et contrôles tectoniques dans les gîtes filoniens d'uranium intragranitiques du Massif Central Français, in: Morin P., ed., Les roches plutoniques dans leur rapports avec les gîtes minéraux: Paris, Masson et Cie., p. 77—100, 1973.
225. *Moreau Marcel, Poughon A., Puybaraud Y., Sanselme H.*, L'Uranium et les granites: Chronique des Mines et de la Recherche Minière, v. 350, p. 47—50, 1966.
226. *Murthy V. R.*, Composition of the core and early history of the earth, in: Windley B. F., ed., The early history of the earth: New York, John Wiley, p. 21-32, 1976.
227. *Nash C. R.*, Metamorphic petrology of the SJ.district, South West Africa: Transvaal and Orange Free State Chamber of Mines Precambrian Research Unit Bull., 9, 77 p., 1971.
228. *Nash J. T.*, Uranium deposits in the Jackpile Sandstone, New Mexico: Econ. Geol., v. 63, p. 737—750, 1968.
229. *Nash J. T.*, Geology of the Midnite uranium mine area, Washington — maps, description, and interpretation: U.S. Geol. Survey Open-File Rept., 77—592, 39 p., 1977.
230. *Nash J. T., Kerr P. F.*, Geologic limitations on the age of uranium deposits in the Jackpile Sandstone, New Mexico: Econ. Geol., v. 61, p. 1283—1287, 1966.
231. *Nash J. T., Lehrman N. J.*, Geology of the Midnite uranium mine, Stevens County, Washington — a preliminary report: U.S. Geol. Survey Open-File Rept., 75-402, 36 p., 1975.
232. *Naumov G. B.*, Transportation of uranium in hydrothermal solution as a carbonate: Geokhimiia, No. 1, p. 5—20, in: Geochemistry pub. by the Geochemical Society, 1959.
233. *Needham R. S., Stuart-Smith P. G.*, The Cahill Formation — host to uranium deposits in the Alligator Rivers uranium field, Australia: Australia Bur. Mineral Resources, Geology, Geophysics Jour., v. 1, p. 321—333, 1976.
234. *Needham R. S., Crick I. H., Stuart-Smith P. G.*, Regional geology of the Pine Creek geosyncline, in: Ferguson John, Goleby A. B., eds., Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 1—22, 1980.
235. *Ngongo Kashisha*, Sur la similatude entre des gisements uranifères (type Shinkolobwe) et les gisements cupriféres (type Kamoto) au Shaba, Zaire: Soc. Géol. Belgique Annales, v. 98, p. 449—462, 1975.
236. OECD, World uranium potential: Paris, Organization for Economic Cooperation and Development, 170 p., 1978.
237. OECD, Uranium: Resources, production, and demand: Paris, Organization for Economic Cooperation and Development, 195 p., 1979.
238. *Ohmoto Hiroshi*, Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits: Econ. Geol., v. 67, p. 551—578, 1972.
239. *Ohmoto Hiroshi, Kerrick Derrill*, Devolatilization equilibria in graphitic systems: Am. Jour. Sci., v. 277, p. 1013-1044, 1977.
240. *Olson J. C., Shawe D. R., Pray L. C., Sharp W. N.*, Rare-earth mineral deposits of the Mountain Pass district, San Bernardino County, California: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 261, 75 p., 1954.
241. *O'Rourke P. J.*, Maureen uranium-fluorine-molybdenum prospect, Georgetown, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I.Metals:

Parkville, Victoria, Australasian Inst. Mining Metallurgy, Mon. 5, p. 764—769, 1975.
242. *Page R. W., Compston William, Needham R. S.*, Geochronology and evolution of the late Archae an basement and Proterozoic rocks in the Alligator Rivers uranium field, Northern Territory, Australia, in: Ferguson John, Goleby A. B., eds., Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 38—68, 1980.
243. *Pagel Maurice*, Détermination des conditions physico-chimiques de la silicification diagénétique des grès Athabasca (Canada) au moyen des inclusions fluides: Acad. Sci. Paris Comptes rendus, ser. D, v. 280, p. 2301-2304, 1975.
244. *Pagel Maurice*, Microthermometry and chemical analyses of fluid inclusions from the Rabbit Lake uranium deposit, Saskatchewan, Canada: Inst. Mining Metallurgy Trans., ser B, v. 86, p. 157—158, 1977.
245. *Pagel Maurice, Poty Bernard, Sheppard S.M.F.*, Contribution to some Saskatchewan uranium deposits mainly from fluid inclusion and isotopic data, in: Ferguson John, Goleby A. B., eds., Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 639—654, 1980.
246. *Parkin L. W., Glasson K. R.*, The geology of the Radium Hill uranium mine, South Australia: Econ. Geol., v. 49, p. 815-825, 1954.
247. *Paschis J. A.*, Mining and geologic developments at Cotter Corporations's Schwartzwalder uranium mine, Jefferson County, Colorado, in: 1979 Mining yearbook: Colorado Mining Assoc., p. 123—129, 1979.
248. *Petraschek W. E., Erkan E., Neuwirth K.*, Permo-Triassic uranium ore in the Austrian Alps — paleographic control as a guide for prospecting, in: Formation of uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 291—297, 1974.
249. *Phair George, Gottfried David*, The Colorado Front Range, Colorado, U.S.A., as a uranium and thorium province, in: Adams J.A.S., Lowder W. M., eds., The natural radiation environment: Chicago, Univ. Chicago Press, p. 7—38, 1964.
250. *Pluskal Oskar*, Uranium mineralization in the Bohemian massif, in: Uranium exploration geology: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 107—116, 1970.
251. *Poty Bernard, Leroy Jacques, Cuney Michel*, Les inclusions fluides dans les minerais des gisements d'uranium intragranitiques du Limousin et du Fortz (Massif Central Français), in: Formation of uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 569—582, 1974.
252. *Preto V. A.*, Setting and genesis of uranium mineralization at Rexspar: CIM Bull., v. 71, No. 800, p. 82—88, 1978.
253. *Pretorius D. A.*, The nature of the Witwatersrand gold-uranium deposits, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits: Amsterdam, Elsevier Publishing Co., v. 7, p. 29—88, 1976.
254. *Pretorius D. A.*, Gold and uranium in quartz-pebble conglomerates: Econ. Geol., 75th Anniversary Vol., p. 117—138, 1981.
255. *Rackley R. I.*, Origin of western-states uranium mineralization, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits: Amsterdam, Elsevier Publishing Company, v. 7, p. 89—156, 1976.
256. *Rackley P. I., Shockey P. N., Dahill M. P.*, Concepts and methods of uranium exploration: Wyoming Geol. Assoc. 20th Ann. Field Conf. Guidebook, p. 115—124, 1968.
257. *Rafalsky R. P.*, The experimental investigation of the conditions of uranium transport and deposition by hydrothermal solutions, in: Proc. of the 2nd Internat. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy, v. 2, Survey of raw material resources: Geneva, United Nations, p. 432—444, 1958.
258. *Ramaekers Paul, Hartling A. A.*, Structural geology and intrusive events of the Athabasca basins and their bearing on uranium mineralization, in: Parslow G. R., ed., Uranium exploration techniques: Regina, Saskatchewan Geol. Soc. Spec. Pub. 4, p. 221—234, 1979.
259. *Ramdohr Paul*, New observations on the ores of the Witwatersrand and their genetic significance: Geol. Soc. South Africa Bull., v. 61, annexure, 1958.
260. *Rapaport Irving*, Uranium deposits of the Poison Canyon ore trend, Grants district: New Mexico Inst. Mining Technology Mem., 15, p. 122—135, 1963.
261. *Ray G. E.*, Geology of the Highrock Lake-Key Lake vicinity, Saskatchewan: Saskatchewan Dept. Mineral Resources Rept. 197, 29 p., 1977.
262. *Reynolds R. L., Goldhaber M. B., Grauch R. I.*, Uranium associated with iron-titanium oxide minerals and their alteration products in a South-Texas roll-type deposit, in: Campbell J. A., ed., Short papers of the U.S. Geol. Survey uranium-thorium symposium, 1977: U.S. Geol. Survey Circ. 753, p. 37—39, 1977.
263. *Rhett D. W.*, Mechanism of uranium retention in intractable uranium ores from northwestern New Mexico: Jour. Metals., v. 31, No. 10, p. 45—50, 1979.
264. *Rich R. A., Barabas A. H.*, Mineralogy, paragenesis, fluid inclusions, and origin of the Schwartzwalder uranium mine, Jefferson County, Colorado (abs.): Geol. Soc America Abs. with Programs, v. 8, No. 6, p. 1068, 1976.

265. *Rich R. A., Holland H. D., Petersen Ulrich*, Hydrothermal uranium deposits: New York, Elsevier Publishing Co., 264 p., 1977.
266. *Riley G. H., Binns R. A., Craven S.*, Rb-Sr chronology of micas at Jabiluka, in: Ferguson John, Goleby A. B., eds., Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 457—468, 1980.
267. *Ringwood A. E.*, Composition and petrology of the earth's mantle: New York, McGraw-Hill, 618 p., 1975.
268. *Robertson D. S.*, Thorium and uranium variations in the Blind River ores: Econ. Geol., v. 75, p. 1175—1184, 1962.
269. *Robertson D. S.*, Uranium: Its geological occurrence as a guide to exploration, in: Uranium exploration geology: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 267—282, 1970.
270. *Robertson D. S., Tilsley J. E., Hoff G. M.*, The time-bound character of uranium deposits: Econ. Geol., v. 73, p. 1409—1419, 1978.
271. *Robertson J. A.*, The Blind River uranium deposits: The ores and their setting: Ontario Dept. Mines Misc. Paper 65, 45 p., 1976.
272. *Robinson B. W., Ohmoto Hiroshi*, Mineralogy, fluid inclusions, amd stable isotopes of the Echo Bay U-Ni-Ag-Cu deposits, Northwest Territories, Canada: Econ. Geol., v. 68, p. 635—656, 1973.
273. *Robinson S. C.*, Economic uranium deposits in granitic dykes, Bancroft district, Ontario: Canadian Mineralogist, v. 6, p. 513—521, 1960.
274. *Rodriguez Torres R., Yza Dominguez R., Chavez Aguirre R., Constantine H. E., S. E.*, Rocas volcanicas acidas y su potencial como objectivos para prospectar urano, in: Exploration for uranium ore deposist: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, SM-208/59, p. 601—623, 1976.
275. *Roedder Edwin, Bodnar R. J.*, Geologic pressure determinations from fluid-inclusion studies: Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 8, p. 263—301, 1980.
276. *Rogers J. J. W., Adams J. A. S.*, Uranium, in: Wedepohl K. H., ed., Handbook of geochemistry, v. II-4, Berlin, Springer-Verlag, 1969.
277. *Rogers J. J. W., Ragland P. C., Nishimori R. K., Greenberg J. K., Hauk S. K.*, Varieties of granitic uranium deposits and favorable exploration areas in the eastern United States: Econ. Geol., v. 73, p. 1539—1555, 1978.
278. *Roper M. W., Wallace A. B.*, Geology of the Aurora uranium prospect, Malhear County, Oregon (abs.), in: Energy exploration in the 80's: El Paso, Am. Assoc. Petroleum Geologists (Southwest Section), p. 51—52, 1980.
279. *Roscoe S. M.*, Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian Shield: Canada Geol. Survey Paper 68—40, 205 p., 1969.
280. *Roscoe S. M.*, The Huronian supergroup, a paleo-Aphebian succession showing evidence of atmospheric evolution: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 12, p. 31—47, 1973.
281. *Rosholt J. N., Bartel A. J.*, Uranium, thorium, and lead systematics in Granite Mountains, Wyoming: Earth Planet. Sci. Letters, v. 7, p. 141—147, 1969.
282. *Rowntree J. C., Mosher D. V.*, Case history of the discovery of the Jabiluka uranium deposits, East Alligator River region, Northern Territory of Australia, in: Exploration for uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agencyc, p. 551—573, 1976.
283. *Rozhkova E. V., Rasumnaya E. G., Serebryakova M. B., Shcerbak O. V.*, The role of sorption in the process of uranium concentration in sedimentary rocks, in: Proc. of the 2nd Internat. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy, v. 2, Survey of raw material resources: Geneva, United Nations, p. 420—431, 1958.
284. *Ruzicka Vlad*, Geological comparison between east European and Canadian uranium deposits: Canada Geol. Survey Paper, 70—48, 196 p., 1971.
285. *Ryan G. R.*, The genesis of Proterozoic uranium deposits in Australia: Royal Soc. London Philos. Trans., ser. A, v. 291, p. 339—353, 1979.
286. *Rytuba J. J., Glanzman R. K.*, Relation of mercury, uranium, and lithium deposits to the McDermitt caldera complex, Nevada-Oregon, in: Ridge S. D., ed., Papers on mineral deposits of western North America: Nevada Bur. Mines Geology Rept., 33, p. 109—117, 1979.
287. *Santos E. S.*, Relation of ore deposits to the stratigraphy of host rocks in the Ambrosia Lake area, in: Kelley V. C., ed., Geology and technology of the Grants uranium region: New Mexico Inst. Mining Technology Mem., 15, p. 53—59, 1963.
288. *Sassano G. P., Fritz P., Morton R. D.*, Paragenesis and isotopic composition of some gangue minerals from the uranium deposits of Eldorado, Saskatchewan: Canadian Jour. Earth Sci., v. 9, p. 141—157, 1972.
289. *Satterly Jack*, Radioactive minerals occurrences in the Bancroft area: Ontario Dept. Mines, v. 65, p. 6, 181 p., 1957.
290. *Saucier A. E.*, Tertiary oxidation in Westwater Canyon member of Morrison Formation (abs.): Symposium on Grants Uranium Region, Albuquerque, New Mexico, May 14—16, 1979.
291. *Saunders D. F.*, Characteristics of uraniferous geochemical provinces by aerial gamma-ray spectrometry: Mining Eng., v. 31, p. 1715—1722, 1979.

292. *Schidlowski M.*, Archaean atmosphere and evolution of the terrestrial oxygen budget, in: Windley B. F., ed., The early history of the earth: New York, John Wiley, p. 525—534, 1976.
293. *Schmidt-Collerus J. J.*, Investigations of the relationship between organic matter and uranium deposits, Part I. Literature review: Unpub. report submitted to U.S. Atomic Energy Comm. by Denver Research Institute, Denver, Colo., contract No. AT (05-1)-933, 1967.
294. *Schmidt-Collerus J. J.*, Investigations of the relationship between organic matter and uranium deposits, Part II. Experimental investigations: Report (DRI No. 2513) submitted to the U.S. Atomic Energy Commission by Denver Research Institute, Denver, Colo., Contract No. AT (05-1)-933, Mod. 1, 1969.
295. *Schmidt-Collerus J. J.*, Investigation of the relationship between organic matter and uranium deposits: U.S. Dept. Energy Rept. No. GJBX-130, prepared for the Department under Contract DE-AC-13-76-GJO-1664 and Bendix subcontract 76-030-E by University of Denver Research Institute (Chem. 5473), 281 p., 1979.
296. *Sergeyeva E. I., Nikitin A. A., Khodakovskiy I. L., Naumov G. B.*, Experimental investigation of equilibria in the system UO_3—CO_2—H_2O in 25°—200°C temperature interval: Geochemistry Intertnational, No. 11, p. 900—910, 1972.
297. *Shapiro J. R., Heinrich E. W.*, Uranium deposits of the Tallahassee Creek area, Fremont County, Colorado (abs.): Econ. Geol., v. 56, p. 1341, 1961.
298. *Shaw D. M.*, Development of the early continental crust. Part II: Prearchean, Protoarchean and later eras, in: Windley B. F., ed., The early history of the earth: New York, John Wiley, p. 33—54, 1976.
299. *Shawe D. R.*, Significance of roll ore bodies in genesis of uranium-vanadium deposits on the Colorado Plateau, in: Page L. R., Stocking H. E., Smith H. B., Contributions to the geology of uranium and thorium: U.S. Geol., Survey Prof. Paper 300, p. 239—241, 1956.
300. *Shawe D. R.*, Sedimentary rock alteration in the Slick Rock district, San Miguel and Dolores counties, Colorado: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 576-D, p. D1-D51, 1976.
301. *Shawe D. R., Granger H. C.*, Uranium ore rolls — an analysis: Econ. Geol., v. 60, p. 240—250, 1965.
302. *Shawe D. R., Archbold N. L., Simmons G. C.*, Geology and uranium-vanadium deposits of the Slick Rock district, San Miguel and Dolores counties, Colorado, Econ. Geol., v. 54, p. 395—415, 1959.
303. *Sherborne J. E., Jr., Buckovic W. A., Dewitt D. B., Hellinger T. S., Pavlak S. J.*, Major uranium discovery in volcaniclastic sediments, Basin and Range Province, Yavapai County, Arizona: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 63, p. 621—646, 1979.
304. *Sheridan D. M., Maxwell C. H., Alber A. L.*, Geology and uranium deposits of the Ralston Buttes district, Jefferson County, Colorado, with sections on Paleozoic and younger sedimentary rocks by Richard Van Horn: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 520, 121 p., 1967.
305. *Sibbald T. I. I., Munday R. J. C., Lewry J. F.*, The geological setting of uranium mineralization in northern Saskatchewan, in: Dunn C. E., ed., Uranium in Saskatchewan: Regina, Geol. Soc. Saskatchewan Spec. Pub. 3, p. 51—98, 1977.
306. *Sims H. M., Smith F. L.*, Studies regarding the role of Wyoming natural gas in precipitating primary uranium minerals from pregnant solutions: U.S. Atomic Energy Comm., RME—3143, p. 58, 1956.
307. *Smith E. E. N.*, Review of current concepts regarding vein deposits of uranium, in: Formation of uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, SM-183/45, p. 515—529, 1974.
308. *Snelling A. A.*, Uraninite and its alteration products, Koongara uranium deposit, in: Ferguson John, Goleby A. B., eds., Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 487—498, 1980.
309. *Sørensen Henning*, Low grade uranium deposits in agpaitic nepheline syenites, South Greenland, in: Uranium exploration geology: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 151—159, 1970.
310. *Sørensen Henning*, The alkaline rocks, New York, John Wiley and Sons, 622 p., 1974.
311. South Africa Atomic Energy Board, Press release, January 1979: Pretoria, South Africa Atomic Energy Board, 1 p., 1979.
312. *Staatz M. H.*, I and L uranium and thorium vein system, Bokan Mountain, southeastern Alaska: Econ. Geol., v. 73, p. 512—523, 1978.
313. *Staatz M. H., Bauer H. L., Jr.*, Virgin Valley opal district, Humboldt County, Nevada: U.S. Geol. Survey Circ., 142, 7 p., 1951.
314. *Staatz M. H., Carr W. J.*, Geology and mineral deposits of the Thomas and Dugway ranges, Juab and Tooele counties, Utah: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 415, 188 p., 1964.
315. *Stevén T. A., Cunningham C. G., Machette M. N.*, Integrated uranium systems in the

Marysvale volcanic field, west-central Utah., in: Goodell P. C., Waters Aaron, eds., Uranium in volcanic and volcaniclastic rocks: Am. Assoc. Petroleum Geologist, в печати.
316. *Stuart-Smith P. G., Wills K., Crick I. H., Needham R. S.*, Evolution of the Pine Creek Geosyncline, in: Ferguson John, Goleby A. B., eds., Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 23—38, 1980.
317. *Stuckless J. S., Ferreira C. P.*, Labile uranium in granitic rocks, in: Exploration for uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 717—730, 1976.
318. *Stuckless J. S., Nkomo I. T.*, Preliminary ivestigations of the U—Th—Pb systematics in uranium-bearing minerals from two granitic rocks from the Granite Mountains, Wyoming: Econ. Geol., v. 75, p. 289—295, 1980.
319. *Stuckless J. S., Bunker C. M., Bush C. A., Doering W. P., Scott J. H.*, Geochemical and petrologic studies of a uraniferous granite from the Granite Mountains, Wyoming: U.S. Geol. Survey Jour. Research, v. 5, p. 61—81, 1977.
320. *Sutton John*, Some changes in continental structure since early Precambrian time, in: Tarling D. H., Runcorn S. K., eds., Implications of continental drift to the earth sciences: New York, Academic Press, p. 1071—1081, 1973.
321. *Sutton John*, Evolution of the continental crust: Roayl Soc. London Philos. Trans., ser. A, v. 291, p. 257—268, 1979.
322. *Szalay A.*, The enrichment of uranium in some brown coals in Hungary: Geol. Acad. Sci. Hungary Acta, v. 2, No. 2/3, p. 299—311, 1954.
323. *Szalay A.*, The significance of humus in the geochemical enrichment of uranium, in: Proc. of the 2nd Internat. Conf. on the Peaceful Uses of Atomic Energy: Geneva, United Nations, v. 2, p. 183—186, 1958.
324. *Szalay A.*, Cation exchange properties of humic acids and their importance in the geochemical enrichment of UO_2^{++} and other cations: Geocheim. et Cosmochim. Acta, v. 28, p. 1605—1614, 1964.
325. *Tapaninen Kristo, Cluff Lake*, in: Trigg C. M., Woolett G. N., eds., Uranium deposits of northern Saskatchewan, Field trip A-1 guidebook: Geol. Assoc. Canada, p. 50—71, 1976.
326. *Tarling D. H.*, Plate tectonics: present and past, in: Tarling D. H., ed., Evolution of the earth's crust: New York, Academic Press, p. 361—408, 1978.
327. *Tarney John*, Geochemistry of Archaean high-grade gneisses with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust, in: Windley B. F., ed., The early history of the earth: New York, John Wiley, p. 405—417, 1976.
328. *Theis N. J.*, Uranium-bearing and associated minerals and their geochemical and sedimentological context, Elliot Lake, Ontario: Canada Geol. Survey Bull., 304, 49 p., 1979.
329. *Tilsley J. E.*, Continental weathering and development of paleosurface-related uranium deposits: Some genetic considerations, in: Ferguson John, Goleby A. B., eds., Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 721—732, 1980.
330. *Toens P. D., le Roux J. P.*, The Permo-Triassic uranium deposits of southern Africa within the Gondwana framework: Pelindaba, Atomic Energy Board, Rept. VB-579, 26 p., 1979.
331. *Tremblay L. P.*, Geology of the Beaverlodge mining area, Saskatchewan: Canada Geol. Survey Mem., 367, 265 p., 1972.
332. *Tremblay L. P.*, Geologic setting of the Beaverlodge-type of vein-uranium deposit and its comparison to that of the unconformity-type, in: Kimberley M. M., ed., Uranium deposit, their mineralogy and origin: Mineralog. Assoc. Canada, p. 431—456, 1978.
333. *Tripathi V. S.*, Comments on uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 43, p. 1989—1990, 1979.
334. *Turekian K. K., Wedepohl K. H.*, Distribution of the elements, in some major units of the earth's crust: Geol. Soc. America Bull., v. 72, p. 175—192, 1961.
335. U.D. Department of Energy, Statistical data of the uranium industry: Grand Junction, U.S. Dept. of Energy Rept. GJO-100 (80), 94 p., 1980.
336. *Vance E. R., Mackey D. J.*, Further studies of the optical absorption spectrum of U^{5+} in zircon: Jour. Physics, C, Solid State Physics, v. 8, p. 3430—3447, 1975.
337. *Van der Wiejden C. H., Arthur R. C., Langmuir D.*, Sorption of uranyl by hematite: Theoretical and geochemical implications (abs.), Geol. Soc. America Abs. with Programs, p. 1152, 1976.
338. *Von Backstrom J. W.*, Uranium deposits in the Karoo supergroup near Beaufort West, Cape Province, South Africa, in: Formation of uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 419—423, 1974.
339. *Von Backstrom J. W., Jacob R. E.*, Uranium in South Africa and South West Africa (Namibia): Royal Soc. London Philos. Trans., ser. A. v. 291, p. 307—419, 1979.

340. *Walker G. W., Adams J. W.*, Mineralogy, internal structure and textural characteristics, and paragenesis of uranium-bearing veins in the conterminous United States: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 455-D, p. 55—90, 1963.
341. *Walker J. C. G.*, Evolution of the atmosphere: New York, Macmillan, 318 p., 1977.
342. *Walker J. J., Leventhal J. S.*, Conditional stability constant determination for uranium and peat fulvic-acid fractions: Submitted for publication to *Geoderma*, в печати.
343. *Wallace A. R.*, Alteration and vein mineralization, Ladwig uranium mine, Jefferson County, Colorado: U.S. Geol. Survey Open-File Rept., 79—1615, 34 p., 1979.
344. *Walpole B. P., Crohn P. W., Dunn P. R., Randall M. A.*, Geology of the Katherine-Darwin region, Northern Territory: Australia Bur. Mineral Resources Bull., 82, 304 p., 1968.
345. *Waters A. C., Granger H. C.* Volcanic debris in uraniferous sandstones and its possible bearing on the origin and precipitation of uranium: U.S. Geol. Survey Circ., 224, 26 p., 1953.
346. *Watkinson D. H., Heslop J. B., Ewart W. D.*, Nickel sulfide-arsenide assemblages associated with uranium mineralization, Zimmer Lake area, northern Saskatchewan: Canadian Mineralogist, v. 13, p. 198—204, 1975.
347. *Weber F., Bonhomme M.*, Données radiochronologiques nouvelles sur le Francevillien et son environment, in: The Oklo phenomenon: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, SM-204/16, p. 17—35, 1978.
348. *Weeks A. D., Coleman R. G., Thompson M. E.*, Summary of the ore mineralogy: Part 5 in: Garrels R.M., Larsen E.S., 3rd, compilers, Geochemistry and mineralogy of the Colorado Plateau uranium ores: U.S. Geol. Survey Prof. Pepr 320, 1959.
349. Western Mining Corp. Ltd., Diamond drill core display—Olympic Dam prospect: Adelaide, South Australia Dept. Mines Energy, 2 p., 1979.
350. *White A. J. R., Chappell B. W.*, Ultrametamorphism and granitoid genesis: Tectonophysics, v. 43, p. 7—22, 1977.
351. *Whittle A. W. G.*, Contact mineralisation phenomena at the Mary Kathleen uranium deposit: Neues Jahrb. Mineralogie, v. 94, p. 798—830, 1960.
352. *Windley B. F.*, Crustal development in the Precambrian: Royal Soc. London Philos. Trans., ser. A, v. 273, p. 321—341, 1973.
353. *Winkler H. G. F.*, Petrogenesis of metamorphic rocks, 3rd ed.: New York, Springer-Verlag, 320 p., 1974.
354. World Mining, Western gets BP Australia to finance Roxby Downs: World Mining, September, p. 128, 1979.
355. *Wright J. H.*, Economic geology of the Schwartzwalder mine, in: Uranium resource technology, v. III: Golden, Colorado School of Mines Press, p. 73—92, 1980.
356. Wynne-Edwards H. R., Tectonic overprinting in the Grenville province, southwestern Quebec, in: Wynne-Edwards H.R., ed., Age relations in high-grade metamorphic terrains: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 5, p. 163—182, 1969.
357. *Wynne-Edwards H. R.*, The Grenville province, in: Price R.A., Douglas R.J.W., eds., Variations in tectonic styles in Canada: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 11, p. 263—334, 1972.
358. *Yermolayev N. P., Zhidikova A. P., Zarinskiy V. A.*, Transport of uranium in aqueous solutions in the form of complex silicate ions: Geochemistry International, v. 2, p. 629—640, 1965.
359. *Youles I. P.*, Mount Painter uranium deposits, in: Knight C.L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Parkville, Victoria, Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon., 5, p. 505—508, 1975.
360. *Youles I. P.*, Comparison between Olympic Dam and Mt. Painter deposits: South Australian Mines Dept., manuscript, 7 p., 1978.
361. *Young E. J.*, Genesis of the Schwartzwalder uranium deposit, Jefferson County, Colorado: Wyoming Univ. Contr. Geology, v. 17, p. 179—186, 1979.
362. *Young R. G.*, Distribution of uranium deposits in the White Canyon-Monument Valley district, Utah-Arizona: Econ. Geol., v. 59, p. 850—873, 1964.
363. *Ypma P. J. M., Fuzikawa K.*, Fluid-inclusion and oxygen isotope studies of the Nabarlek land Jabiluka deposits, Northern Territory, Australia, in: Ferguson John, Goleby A.B., eds., Proceedings of the International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, p. 375—396, 1980.
364. *Ziegler Valery*, Essai de classification métallotectonique des gisements d'uranium, in: Formation of uranium ore deposits: Vienna, Internat. Atomic Energy Agency, SM-183/16, p. 661—677, 1974.
365. *Zielinski R. A.*, Uranium in secondary silica: A possible exploration guide: Econ. Geol., v. 75, p. 592—602, 1980.

СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Л. Б. Густафсон, Н. Уильямс

Краткое содержание

Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка отличаются от вулканогенных колчеданных месторождений отсутствием синхронного с ними вулканизма. От месторождений типа долины Миссисипи они отличаются меньшим запаздыванием рудоотложения относительно времени образования вмещающих пород, согласным залеганием с последними и более высокими содержаниями сульфидов железа и серебра, однако по ряду основных черт и механизму образования эти два типа месторождений, вероятно, относятся к одному классу. Характеристика различных типов стратиформных месторождений в осадочных породах дается на примере 28 представительных месторождений, в число которых входят несколько мировых гигантов. По количественным соотношениям металлов медные и свинцово-цинковые стратиформные месторождения в осадочных породах заметно различаются между собой и совсем непохожи на вулканогенные месторождения. Большинство стратиформных свинцово-цинковых месторождений, залегающих в осадочных породах, обладают значительным количеством сульфидов железа, содержание которых невелико в медных месторождениях. Барит в виде массивных скоплений широко распространен во многих свинцово-цинковых месторождениях, но редко встречается в стратиформных медных месторождениях.

Возраст свинцово-цинковых и медных стратиформных месторождений варьирует от 2000 млн. лет до современного. Встречаются эти месторождения в тектонически активных участках внутрикратонных областей и обычно приурочены к седиментационным бассейнам, контролируемым разломами. Они не обнаруживают заметной связи с орогенезом или с процессами, происходящими на окраинах литосферных плит. По структурным условиям локализации, отношению к разломам и местоположению относительно границ бассейнов осадконакопления медные и свинцово-цинковые месторождения различаются. Чертой, объединяющей их, мы назвали бы образование и тех и других в таких условиях, при которых обеспечивалась восходящая миграция подземных вод седиментационных бассейнов к мелководным участкам, где отлагались сульфиды. В регионально-стратиграфическом отношении оруденение локализуется: 1) в отложениях первых морских трансгрессий после накопления континентальных красноцветных отложений (месторождения Замбии, медистые сланцы ГДР, Уайт-Пайн, Болео); 2) в разрезах морских (или озерных) осадков, в которых имеются красноцветы (Джезказган, Удокан, Мак-Артур-Ривер, Редстон-Ривер, Спар-Лейк, месторождения Ирландии); 3) в континентальных отложениях, содержащих красноцветные породы (Корокоро, Насимьенто, Ларжантьер), и 4) в толщах морских отложений без красноцветов (Салливан, Мегген, Раммельсберг). Во всех случаях, кроме последнего, для рудовмещающих тел характерно наличие эвапоритов (пластовые или интерстициальные гипс, ангидрит или карбонатные осадки вслед за сульфатными) или других свидетельств аридного климата (отпечатки кристаллов соли, признаки усыхания). Не обнаруживая тесной связи с вулканизмом, месторождения все же приурочиваются к седиментационным бассейнам, в других частях которых проявлялся синхронный оруденению вулканизм или содержащим значительные количества вулканогенных пород стратиграфически ниже рудоносных горизонтов. Распределение фаций осадочных пород оказывает большое влияние на локализацию оруденения, но литологические особенности рудовмещающих пород широко варьируют не только от одного рудного района к другому, но обычно даже в пределах индивидуального рудного района, поэтому их следует отнести к числу наименее характеристичных признаков рассматриваемых месторождений.

На большинстве медных месторождений в осадочных породах (кроме месторождений района Шаба, Заир) для рудовмещающих или подстилающих их пород было свойственно сохранение высокой проницаемости после раннего диагенеза. Медная минерализация неизменно носит характер вкрапленности (даже в блоках вмещающих пород внутри сети

Lewis B. Gustafson. Exploration Research Division, Conoco Inc., Ponca City, Oklahoma 74601, U.S.A. *Nell Williams*, Carpentaria Exploration Company Pty. Ltd., P.O. Box 1042, Queensland 4001, Australia.

прожилков штокверкового типа и в цементе брекчий). Руды, как правило, приурочены к восстановленным осадочным породам, содержащим (или по ряду признаков ранее содержавшим) большое количество органического вещества. Руды залегают близ окислительно-восстановительного барьера, отделяющего рудовмещающие породы от залегающих ниже либо выше по разрезу или по латерали в том же горизонте эквивалентных пачек гематит-содержащих пород (имеющих или имевших до метаморфизма красный цвет), свободных от сульфидов и органического вещества. Напротив, большинство свинцово-цинковых месторождений расположены в осадочных породах, ставших в результате раннего диагенеза труднопроницаемыми. Руды в них главным образом массивные или полосчатые (т. е. переслаивающиеся с осадочными породами), хотя в некоторых случаях присутствуют вкрапленные руды. На многих месторождениях рудные залежи также ассоциируются с эвапоритами и красноцветными отложениями, хотя не так тесно, как меднорудные, и не обнаруживают столь явной приуроченности к границе раздела между зонами, различающимися по окислительно-восстановительным условиям.

Зональность медных месторождений обычно отвечает последовательности: безрудная зона (гематит, но без сульфидов) → халькозин → борнит → халькопирит → пирит, наблюдаемой как в стороны от центра рудной залежи, так и снизу вверх. На многих месторождениях такая зональность не является непосредственным отражением палеогеографических условий, поскольку не реагирует на неоднократно пересекаемые ею границы участков с различными условиями седиментации, и служит, вероятно, отражением постседиментационного гидрологического режима и градиентов химических потенциалов компонентов в растворах. И на свинцово-цинковых, и на медных месторождениях наблюдается следующий общий зональный ряд: Cu — Pb — Zn — Fe. На некоторых месторождениях такая зональность развивается явно в направлении течения рудоносных растворов. Скопления осадочных железных руд как сульфидных, так и окисных фаций возникали, по-видимому, в дистальных участках некоторых минералообразующих систем, формировавших свинцово-цинковое оруденение. Морфологически зональность проявляется разнообразно. Степень запаздывания рудообразования относительно времени накопления рудовмещающих осадков и их диагенетического преобразования имеет принципиальное значение, но она редко устанавливалась с достаточной надежностью. Изучение конкреций и аутигенных минералов позволило получить ряд наиболее надежных доказательств того, что отложение сульфидов цветных металлов в районах Мак-Артур-Ривер и Шаба происходило после раннего диагенеза, а на месторождении Раммельсберг — намного раньше. Отсутствие для большинства месторождений надежных документальных данных относительно такого запаздывания и данных об особенностях слабо выраженного зонального размещения несульфидных минералов сильно ограничивает возможности расшифровки их генезиса. Большим недостатком является также отсутствие сведений о температурах минералообразования на большинстве месторождений.

В отличие от вулканогенных колчеданных месторождений изотопный состав серы в стратиформных месторождениях среди осадочных пород не отражает вековых колебаний ее изотопного состава в морской воде и определяется, по-видимому, не составом в самом источнике, а процессами в зоне рудоотложения. Небольшие вариации значений $\delta^{34}S$ на свинцово-цинковых месторождениях, вероятно, свидетельствуют о главенствующей роли минералообразующих флюидов в формировании изотопного состава серы сульфидов в отличие от характерного для медных месторождений большого разброса величин $\delta^{34}S$, отражающего процессы восстановления сульфатов при более низких температурах и в изотопных системах, на которые доминирующее влияние оказывали условия рудоотложения. Но эти данные не позволяют однозначно выяснить ни механизма рудоотложения, ни характера рудообразующих систем. На месторождении Мак-Артур-Ривер, судя по изотопному составу углерода и кислорода, определяющую роль в формировании оруденения играли гидротермальные рудообразующие флюиды.

Мы склоняемся к предположению о том, что большинство и медных, и свинцово-цинковых стратиформных месторождений, залегающих в осадочных породах, образовались на ранних стадиях диагенеза рудовмещающих осадков из рассолов, порожденных самим седиментационным бассейном. Следовательно, месторождения являются в широком смысле диагенетическими, хотя в пределы, очерченные современными физическими границами рудных залежей, рудообразующие металлы могли быть привнесены эпигенетически. Обширный ряд постепенных переходов между условиями рудообразования на различных месторождениях является следствием более или менее независимых вариаций множества природных факторов, обусловивших цепь оказавшихся взаимосвязанными явлений: источник — миграция — ловушка. Стратиформные медные месторождения образовались, вероятно, из холодных сульфатных рассолов, отжатых на ранней стадии эволюции седиментационного бассейна и мигрировавших по восстанию пластов к участкам рудоотложения, обладавшим восстановительными условиями. Свинцово-цинковые месторождения сформированы, вероятно, такими же, но претерпевшими более сложную эволюцию рассолами, которые были нагреты и, возможно, подверглись восстановлению в глубоких частях бассейна осадконакопления. Некоторые из этих месторождений могли образоваться в результате излияния высокоплотных рассолов седиментационного бассейна на морское дно.

Введение

Эта статья была написана как ответ на предложение составить обзор по месторождениям меди, свинца и цинка в глинистых сланцах, но она разрасталась по мере того, как мы разбирались, какие месторождения рассматривать и как их называть.

Из медных месторождений, приуроченных к глинистым сланцам, наиболее известны, по-видимому, месторождения в медистых сланцах (Kupferschiefer) Европы и в Медном поясе Замбии, но в месторождениях Польши и ГДР, относящихся к типу медистых сланцев, бóльшая часть медных руд заключена в песчаниках, а не глинистых сланцах, и в Замбии около 40% руды приурочено к аренитам, а не к сланцам. Стратиформные медные руды провинции Шаба в Заире и района Редстон-Ривер в западной Канаде практически аналогичны упомянутым выше, но залегают не в глинистых сланцах, а в карбонатных породах. Если же касаться медных месторождений в песчаниках, то нельзя, по-видимому, обойти вниманием и очень сходные с ними свинцово-цинковые месторождения Лайсвалль и Ларжантьер. Подобным же образом на известных месторождениях Раммельсберг, Маунт-Айза и Салливан рудовмещающими являются соответственно глинистые сланцы, известковистые алевролиты с аргиллитами и алевролиты, а приуроченные к карбонатным породам ирландские свинцово-цинковые месторождения, особенно Силвермайнс, обладают целым рядом черт, роднящих их с месторождениями Маунт-Айза и Мак-Артур-Ривер.

В результате такого рода размышлений мы пришли к выводу, что ограничивать обзор месторождениями, залегающими в породах только какого-либо одного литологического типа, нежелательно и что наиболее полноценно вопрос может быть рассмотрен лишь с привлечением материалов по стратифицированным месторождениям меди, свинца и цинка в разнообразных вмещающих породах. Мы, однако, не намерены затрагивать те стратифицированные, но дискордантные месторождения в карбонатных породах, которые обычно относят к типу долины Миссисипи. Большинство рассматриваемых ниже месторождений отличаются от типичных месторождений долины Миссисипи и их аналогов согласным пластовым залеганием руд и повышенным содержанием в них железа и серебра. Правда, некоторые не являются стратиформными, а другие не содержат обильных количеств железа или серебра. Однако, все они, по-видимому, образовались на очень ранней стадии седиментационно-диагенетической истории вмещающих пород в отличие от месторождений типа долины Миссисипи, сформированных явно после захоронения и литификации пород, к которым приурочено оруденение. Все же выделение этих двух типов месторождений является, конечно, условным и со временем может претерпеть изменения или быть вовсе устранено, так как мы делим на две части то, что, вероятно, представляет собой единый непрерывный спектр месторождений. Многие из рассматриваемых медных месторождений по ряду признаков отличаются от свинцово-цинковых, но общая для них черта — явно раннее развитие минерализации. Различие между месторождениями описываемой группы и стратиформными колчеданными медно-свинцово-цинковыми месторождениями в эффузивных породах (их часто называют вулканогенными месторождениями) сравнительно четкое. Мы исключаем из рассмотрения те месторождения, которые либо залегают в толщах с преобладанием вулканогенных пород, либо имеют непосредственную связь с вулканическими процессами. Но разделение их по этим признакам также является часто произвольным.

У группы месторождений, выбранных нами для дальнейшего обсуждения, отсутствует вполне приемлемое негенетическое наименование. Если бы мы включили в эту группу месторождения типа долины Миссисипи, то ее

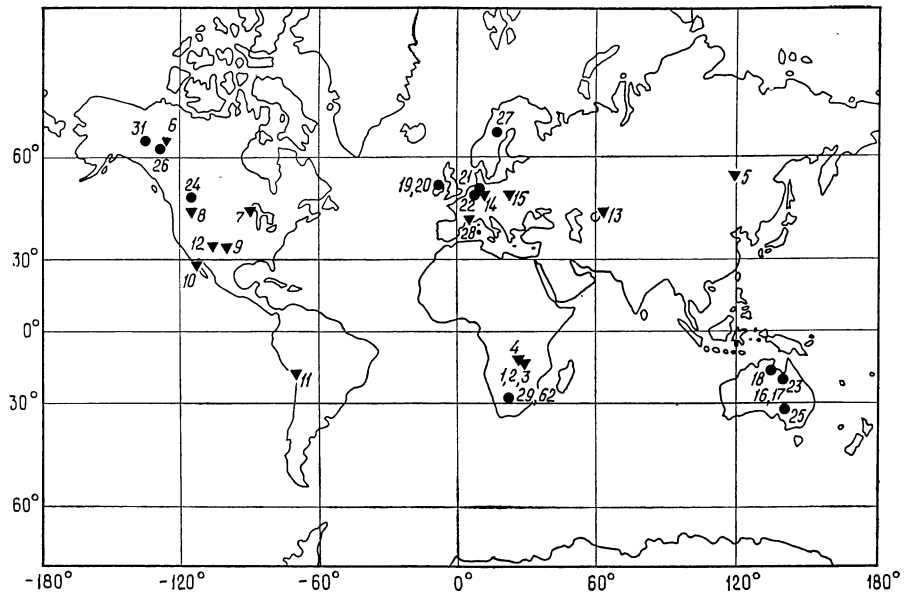


Рис. 1. Размещение охарактеризованных в табл. 1 стратиформных месторождений в осадочных породах. Перевернутыми треугольниками обозначены медные, а кружками — свинцово-цинковые месторождения. Цифры на этом и последующих рисунках соответствуют кодовым номерам месторождений в табл. 3.

хорошо характеризовал бы описательный термин «стратифицированные месторождения в осадочных породах». Мы постараемся показать, что «диагенетические месторождения в осадочных породах» было бы также подходящим названием, соответствующим современному состоянию знаний об этих месторождениях, но мы отвергли этот термин как генетический, а не описательный; время показало, что применимость генетических классификаций оказывается преходящей. Итак, мы пользуемся названием «стратиформные месторождения в осадочных породах» («sediment hosted stratiform»), хотя не все относимые сюда месторождения в действительности являются стратиформными. Это справедливо для большинства, а те из месторождений, которые сами не являются стратиформными, все же тесно связаны со стратиформной минерализацией того или иного рода.

При выборе примеров для обсуждения (табл. 1, рис. 1) мы отдавали предпочтение месторождениям, которые, имея большое промышленное значение, позволяют вместе с тем показать все разнообразие свойств, присущих данной группе. Мы вынуждены были ограничиться теми месторождениями, которые хорошо описаны в литературе и (или) изучались нами лично, поэтому не затрагиваются такие крупные объекты, как Гамсберг (ЮАР) и Фаро (Канада). Несмотря на отсутствие детальных описаний, мы включили месторождение Говард-Пасс в Канаде, которое, по-видимому, является очень крупным и генетически своеобразным представителем месторождений рассматриваемого класса. Из месторождений Медного пояса Замбии выбраны только три, на которых можно показать разнообразие геологических особенностей. В их число не входит Чингола — в промышленном отношении самое крупное месторождение Замбии, но первичные черты на нем затушеваны в результате сложных структурных преобразований и интенсивных гипергенных изменений. Баснословно богатые месторождения района Шаба (Заир) рассмотрены очень поверхностно, поскольку нам, к сожалению, не

Таблица 1. **Характеристики важнейших стратиформных месторождений меди,**

Месторождение, страна [1]	Запасы руды, [2] млн. т	Содержания (%)			Попутные металлы [3]	Возраст [4] (млн. лет)	Метаморфизм [5]	Тектоническая позиция [6]
		Cu	Pb	Zn				
1	2	3	4	5	6	7	8	9
(1) Муфулира, Замбия	282	3,47	—	—	Co и Zn в самостоят. зонах	П. Прот (840—1320)	Зеленосланцевой фц, биотитовая с/ф	Край интракратонного бассейна, влияние палеоподнятий; рифтогенез(?); консед. разломы не обнаружены
(2) Рокана (Нкана—Миндола), Замбия	312	2,81	—	—	Co (0,15%), (U)	П. Прот (840—1320)	Зеленосланцевой фц, биотитовая с/ф	Край интракратонного бассейна, влияние палеоподнятий; рифтогенез (?); консед. разломов нет
(3) Чибулума (включ. Зап. Чибул.), Замбия	20	4,84	—	—	Co (0,18%)	П. Прот (840—1320)	Зеленосланцевой фц, биотитовая с/ф, приконтактовые аб-скп-акт измн	Край интракратонного бассейна, влияние палеоподнятий: рифтогенез(?) консед, разломов нет
(4) Р-н Шаба, Заир (особ. м-е Камото)	Опубликованы запасы только для Тенке—Фунгуруме (350 млн. т с 4,5% Cu), Общие запасы $>>$ 1000 млн. т				Co ($\pm$0,3%), Ag, Au	П. Прот (750—1300)	Отсутствует	Край интракратонного бассейна; послерудные чешуйчатые надвиги
(5) Удокан, СССР	$\geqslant 10^9$ т в главн. зоне, судя по картам и разрезам 5 гориз на 19 км^2; прочие зоны в толще 5800 м мощн в поясе 150$\times$40 км				Ag—небольшая примесь; Au отмеч.	Р. Прот ($\sim$ 2000)	Зеленосланцевая фц, (бт-ств-анд) (аб-му-хл)	Геосинклиналь у края Алданского щита; р. тела в пределах эродированной синклинали
(6) Редстон-Ривер, Канада	2,7	—	—	Опубликованы только запасы для небольшого участка Котс-Лейк	Ag (10—20 г/т), Co	П. Прот	Слабее зеленосланцевой фц	Интракрат. басс, близ крупного консед. разлома; влияние палеоподнятий

свинца и цинка в осадочных породах

Региональный стратиграфический разрез [7]	Литологические особенности рудовмещающих толщ [8]	Проницаемость ПРД [9]	Присутствие вулканитов [10]	Ассоциация с красноцветными образованиями [11]
10	11	12	13	14
Ф: граниты и кр. сл; ЛБ: 0—150 м г/з конт. облом. пор; РВТ: ~ 80 м литор. псч с «грвк»; ВБ: мелков. морск. (?) дол, псч и гл. сл	Литор. морск. пор, залегающие на конт. пор ЛБ; в центр. части «грвк» с орг/в (изм. аркозы кв-сер-хл-кц состава), по периф сер. или Кпш. квцт; подч. прослои дол[?]	П	Отсутствуют	Тесная (гем в ныне сероцв. пор ЛБ)
Ф: граниты и кр. сл; ЛБ: 15—200 м г/з конт. облом. пор; РВТ: т/з облом. пор и дол.; мощн. толща ВБ: карб. и т/з облом. пор	Литор. морск. и озерн. отлож на речн. арг.-алвр. пор, местами безр. дол. строматолитовые биогермы. В обл. пор ЛБ имеются небольшие рудные тела	П	Отсутствуют; есть метаморфизованные дайки диабазов	Тесная (гем в ныне сероцв. пор ЛБ)
Ф: гнейсы → кв-бт кр. сл; ЛБ: г/з облом. пор (~ 5—130 м) содержат руду под гориз пприпизир. «рудных сланцев»; толща Верхний Роан—дол. и т/з облом. пор	Речн./эол. и озерн. отлож от конг до аркозов (кв-аб-бт-микр-му-дол-ант-тур-сфд); глинистые прослои в руде с пи или без него	П	Отсутствуют; есть обширные силлы метаморфизованных диабазов	Тесная (гем в ныне сероцв. пор ЛБ)
Ф: не обнажен (опущен по разломам). ЛБ: > 200 м красноцв. пелитов и аренитов; РВТ (Роан): 140 — > 400 м т/з облом. и карб. пор, экв. РВТ Замбии	Мелководные (себха) т/з облом. и эвапоритовые карб. пор (дол-мгз)	Н	Пирокластические пор. в ВБ (пачка Мвашья = Верхний Роан); в р-не Шитару они экв. РВТ (?)	Тесная, красноцв. пор в ЛБ
Архейский Ф—Алданский щит; ~10 км морск. и литор. облом. пор; 3 главных рудоносных гориз в верхних 4 км, в поздних (мелководн.) отлож регрессивных циклов	Сероцв. конт. облом. пор—псч и конг до алвр; кв-аб-Кпш-сер-мт-эп-(кц)-сфд; морск. (дельтовые) и речные осадки	П	Отлож частично вулканогенно-облом.; спилиты (возраст?) во «внутреннем поясе байкалид»	?; гем → мт при метаморфизме
+7,5 км мелков. облом.пор, карб. пор и эвапор надгр Маккензи-Маунтинс, р. тела близ кровли толщи и несогласно перекрыты отложениями группы Рапитан	Восстановленные водорослевые изв у контактов с прослоями безрудн. красноцв. псч и более т/з облом. пор до арг; условия типа себхи	П	Подч. базальты в подрудной толще; (—) трубка взрыва	Тесная, переслаивание

Месторождение, страна [1]	Связь с органическим веществом [12]	Наличие эвапоритов [13]	Текстура руд [14]	Размеры рудных зон (в метрах, если нет иных обозначений)	Зональность
					Латеральная (от центра наружу или вниз по падению)
1	15	16	17	18	19
(1) **Муфулира**, Замбия	Тесная, но сложная	Анг в ЛБ, ВБ и вокруг залежей, но в РТ нет	Вкрапл.	РТ «С» 5800×2000×до 30 м мощ; РТ «В» и «А» меньше, но богаче	РТ «С»: в центре хп→хп-бн; пи-(хп) на западном фланге и нет руды над поднятиями Ф; РТ «В»: бн→→хп→(пи) или безрудные фланги; РТ «А»: хз-(бн)→бн→→ безрудные фланги; облом. $FeTiO_x$ только на флангах
(2) Рокана (Нкана—Миндола), Замбия	Сложная; орг/в, возм., уничтожено в процессе минц и метам	Анг в ЛБ, ВБ и на флангах, но в РТ нет	Вкрапл.	РТ Центральное—Южное; 5500×1200(+)×3—40 м; Миндола: 4000(+)×1200(+)×2—21 м; РТ ЛБ: 370×350×3—30 м	бн-хп→хп-пи (с Со)→(пи) с увелич. дол и анг вниз по падению и с СЗ на ЮВ; безр. участки с низк. сфд (бн-хп или пи) в дол или алвр; РТ ЛБ: бн(3)→хп (В)→пи (С)
(3) Чибулума (включ. Зап. Чибул.), Замбия	Отсутствует (?)	Анг, особенно вне РТ	Вкрапл. (масс.)	Чибулума: 550×950×7.5 м (средн. мощн); Зап. Чибул.: 800×100—400×0—20 м	Проявлена слабо или нерегулярно; больше пи, чем в других м-ях Медного пояса, с линзами, обогащ. пи, в РВТ, ЛБ и ВБ
(4) Р-н Шаба, Заир (особ. м-е Камото)	Большинство пластов, богатых орг/в, безрудны; в РТ «низкое» содерж. орг/в	Отпечатки соли и магнезит, но нет сульфатов	Вкрапл.	От 2 до 3 р. зон, обычно с просл. безр. строматолитовых дол	Снижение Cu/Fe к флангам, обнаженным лишь в редких случаях
(5) Удокан, СССР	Нет данных	Не описывались (?); отпечатки соли, свидетельствующие об аридных условиях	Вкрапл.	Главная рудн. зона со множеством гориз на «большей части» площади 2,5×10 км, мощн 20—200 м; р. линзы до 3 км по простиранию и неск. м мощн	Нерегулярная; хз-бн-мт преобладают к С и Ю, а хп-пи увелич. в центр. части синклинали, в более т/з осадочных пор
(6) Редстон-Ривер, Канада	Нет данных	Много пластового гипса, количество которого уменьшается в минз. «языке»	Вкрапл.	До 7 слоев вкрапл. минц в 350 км поясе; Котс-Лейк: мощн 0,9—1,5 м и площ. более 5,8×1,5 км	бн-хз → пи-хп на периферии

минерализации [15]				
Вертикальная (от подошвы к кровле)	Относительный возраст оруденения [16]	Примечания	Основная литература [17]
20	21	22	23
Через все р. тела: хп→→бн→хз; В отдельн. р. телах обычно снижение отношения Cu/Fe снизу вверх, но имеются и обратные случаи	Минц дометаморфическая; метам превратил гидроокиси Fe красноцветов ЛБ в спекулярит и затушевал связи в ряду: орг/в—сфд—сфт—карб	Вопросы о первичности наблюдаемых литологич. измн и в какой степени минц и измн пород являются постседиментационными спорны	[22, 128, 71, 57, 6]
Безр. ЛБ с гем-анг (но местами руда); В РТ обычно бн→хп→пи, но местами порядок меняется	Минц до складчатости и метаморфизма; часть сфд-кц позже диагенетических анг нодулей	Аналог европейского оруденения «сланцевого» типа	[128, 65, 5, 37]
Проявлена не очень хорошо; «рудные сл» над главн. РТ пиритизированы; Co в пи и в Cu-сфд; ЛБ: спк-анг	Интенсивная турмалинизация с более поздними диагенетическими кв и аб; возраст ретроградн. метам силлов неясен	Крупнейшее «рудное тело лежачего бока» в Медном поясе	[128, 71, 215, 65]
В ЛБ гем в пш-хл-дол пор; через р. тела: хз-бн-карр→хп-карр→пи (±хп, карр и орг/в) в ВБ	Диагенетическое замещение пи ассоциацией бн-хз, сохранившейся в аутигенных кв-мгз-дол образованиях	Содержит, вероятно, больше металлов, чем экв. толщи Замбии, в разрезе которых больше облом. пор	[11, 9, 67, 115]
Сев. крыло: хп-пи→→мощн. хз-бн; Южн. крыло (опрокинут.): обращенный разрез; регулярной зональности нет	Минерализация до метаморфизма	Славится как исполинское в районе, богатом м-ями; труднейшие условия освоения	[18, 19, 160]
бн-хз в нижних слоях→→хп и хп-пи; имеющиеся пропластки красноцветов безрудны	Наличие рудной вкрапл в труднопроницаемых кальцилютитах и слоях водорослевых пзв указывает на отложение минц до уплотнения осадков	Перспектива разработки весьма отдаленная, объект важный в практическом и научном отношениях	[98, 59]

1	2	3	4	5	6	7	8	9
(7) Уайт-Пайн, США	~ 550	~ 1,2	—	—	Ag (±40 г/т) в т. ч. в пи пород ВБ, но значит. хуже извлечение	П. Прот (~ 1050)	Практически не проявлен	Интракрат. басс над мидконтинентальной рифтовой зоной; наклонение толщ к центру басс в процессе осадконакопления
(8) Спар-Лейк, США	58	0,8	—	—	Ag (58 г/т)	П. Прот (1075—1325)	Слабый зеленосланцевой фц; аутигенные сер-хл	Интракрат. басс, пересекающий континентальную окраину, м-е в центре басс, вдоль оси локальной синклинали
(9) Крета, США	~ 1,5 (оц)	> 2	—	—	Ag (35—100 г/т)	С. Прм	Отсутствует	Интракрат. басс; краевые фц, но край перемещался и не контролировался подновлявшимися разломами
(10) Болео, Мексика	13,6	4,81	—	—	Ag (9 г/т), Co (0,12%), Zn (0,8%), Mn (3—4%), Fe (6,5%, преим. не в сфд)	Р. Плиоц	Отсутствует	Рифт; вскоре после рифтогенеза в Калифорнийском заливе. Начало в П. Миоц
(11) Корокоро, Боливия	⩾ 7	~ 5	—	—	Ag (~ 2 г/т) (Pb)	Трт	Отсутствует	Интракрат. басс.; мощн. молассовая толща. Богатое оруденение в участках структурных поднятий

Продолжение табл. 1

10	11	12	13	14
«Ф»:толеитовые базальты серии Кивино; ЛБ: 100—2000 м красноцв. грубообл. конт. пор с куполами риолитов и (—) мафическ. (?) лавами; РВТ: 500—700 м гл. сл и алвр	Вулк. литокластич. псч с хл-кв-кц цементом; алвр (главн. рудовмещ. пор): кв-пш-хл-сер-эп-орг/в-сфд; 2 цикла литорального морского (?) осадконакопл.	П	Толеитовый «фундамент»; обильные мафич. эффуз. и риолиты в ЛБ и в виде обломков в пор РВТ	Тесная, красноцветы в ЛБ
Разрез мощн 12—20 км; нижняя 1/3 — черные турбидиты, а верхние 2/3 — мелков. красноцв, карбон. и (черные) сланцы; рудовмещ. псч Реветт 100—1000 м в средней части разреза	Пш. кварциты фрм Реветт, вероятно, речн.-дельтов.: кв-аб-Кпш-сер-кц-бт-хл-сфд; гем в псч выше и ниже руды	П	Только далеко от м-я и более молодые лавы серии Перселл	Тесная (?), восстановленная зона в толще красноцв. пор
500—1000 м палеозойск. морск. шельфовых и речн.-дельтов. осад. пор, перекрытых толщей прибрежно-морск. краспоцв.-эвапор. отлож мощн до 1500 м	Обогащенные илом однообразные фации приливных равнин и водорослевые (иллит-кв-хл-гипс-дол-кц-сфд) выше речн.-дельтов. псч и ниже толщи гипсов себхи	Н	Не обнаружено	Тесная, переслаивание
Ф: до-Трт батолит; ЛБ: 500 м толща андезитов, базальтов и конт. облом. пор. РВТ: циклич. серии от морских осад. пор до контин. туфов и конг	5 рудных слоев в 4 сериях общ. мощн 200 м; руда в основании гориз туфов над конгл; туфы изм. до мтм-(сер-хл-гал-луаз-гс)-пиролюзит-сфд; местами изв (морск.) с гипсом в основании	П	Эффузивы в ЛБ и туфогенные рудовмещ. пор	MnO_x с Cu-сфд, гем не отмечен
~ 6,5 км конт. облом. пор; красноцв. аркозы с (—) эвапоритами и туфами	Красноцв. аркозов. псч пачек Рамос и Ветас; речные отлож	П	Небол. кол-во туфов над рудными гориз; обломки вулк. пор в РВТ	Тесная, резрез красноцв.

1	15	16	17	18	19
(7) Уайт-Пайн, США	Cu пропорцион. содерж. орг/в; просачивание жидких углеводородов	Не установлены	Вкрапл.	От 1 до 3 р. слоев мощн 1—7 м на площади >50 км^2	К флангам меденосная зона сокращается в мощн и содержит хз без Cu^0; над возвышениями палеорельефа рудные слои более песчанистые, красноватые и беднее
(8) Спар-Лейк, США	Небольшое (0,0X%) содерж. орг/в в самой руде	В пределах басс не обнаружены; отпечатки соли свидет. об аридности климата	Вкрапл	2500×540×15 м мощн (границы эрозионные и по опробованию); в пределах 50×100 км Меденосного пояса	Центральная хп-бн → хпи → (пи) → → безрудная
(9) Крета, США	0,3% $C_{орг}$ в РТ, 0,15% в не минз. экв РВТ	Гипсы себхи в ВБ и ЛБ	Вкрапл.	Слой вкрапл. сфд. руд 10 км×3 км× ×0,2 м. Минз. гориз Флауэрпот распр. на 48 км к С и 176 км к Ю от Креты в пределах ~ 10 м гориз сл	Руды по латерали с постепен. снижением содерж. переходят в слабо пиритизиров. сл, фации с орг/в выклиниваются; местами есть русловые залежи с растительн. детритом
(10) Болео, Мексика	0,12—0,37% $C_{орг}$ в РТ; растит. детрит. замещ. хз	0,80-м слой гипса в низах фрм Болео	Вкрапл.	5 р. зон средн. мощн 0,8 м (до 5 м) в зоне 11 км×0,5—3 км; несколько вытянутых субпаралл. богатых «лент»; местами штокверки окисн. Cu руд в эффуз. ЛБ	Снижение содерж. по падению в сторону от разломов, безрудные или бедные руды по восстанию; до 30% MnO на продолжении рудных слоев
(11) Корокоро, Боливия	Некоторая связь с орг/в	(±) гипс и бар в РВТ в виде прожилков и вкрапл	Вкрапл.	Множество согласных линз вкрапл. руд длиной от 50 до >450 м в проницаемых слоях; рудные столбы контролируются флексурами	В м-и Рамос тела руды с самородн. Cu окружены зонами осветления; слабое осветление вокруг скоплений орг/в в красных халько. рудах на м-и Ветас

20	21	22	23
Обломочн. $FeTiO_x$ и Cu^0 в конгл ЛБ; хз (с Cu^0 в нижн. части) → пи в узкой переходной зоне с бн-хп и выс. Cd	Несогласное залегание границы верхней зоны позволяет предполагать постседиментац. (ди генетич. или эпигенетич.) возраст рудоотложения	Типовой объект для разработанной в США модели эпигенетич. м-й, сформировавшихся при участии рассолов бассейна; по качеству руд на грани рентабельности	[60, 24, 213, 216, 27]
Безр. ЛБ → хп-бн → бн-хз → хп-бн → хп-галпи → пи → безр. ВБ	Минц залечивала трещины до метаморфизма, последующее окварцевание уменьшило проницаемость пород (С. Кмб ?)	Причина локализации руд в центре басс в бедных орг/в осадках не ясна	[89, 36, 88]
Зональности не наблюдается, в РТ нет совсем Pb и Zn, не считая следов в соседних дол. толщах	Крайняя выдержанность минц в труднопроницп. пор и местами пересечение слоистости восстановительным барьером свидетельствуют о минц после седиментац., но до литификац. пор	М-е непромышленное, но интересное в научном отн.	[102, 176, 143, 83, 118]
Руда: вкрапл. хз с подч. хп, бн, ковеллином, пи, сф и гал; Отнош. Zn/Cu растет вверх через ряд р. тел, самые богатые руды — над эффуз. пор ЛБ	Рудные слои выклинив. у поднятий ЛБ и срезаны эрозией под фрм Глория (ВБ) → минц раннедиагенетич. или консед.	Связь с синхрон. вулканизмом выражена отчетливее, чем на других стратиформн. Cu-м-ях	[225]
Самородн. Cu в нижних рудоносных гориз (Рамос), хз в верхних (Ветас); мало пи	хз цементирует псч и замещает первичн. железистый цемент и древесные остатки до уплотнения осадков	Давно известное богатое м-е данного типа, в районе имеется еще несколько подобных	[61, 117]

1	2	3	4	5	6	7	8	9
(12) Насимьенто, США	11	0,65	—	—	Ag	П. Трс	Отсутствует	Интракрат. басс; грабен и разломы по краям басс, возможно, послерудные
(13) Джезказган, СССР	Нет опублик. данных, но судя по картам и описанию порядка 10^9 т [19]; 1,5% Cu и 0,5—1% Pb [123]				Zn, Pb, Ag, Re (Co, Ni, Pt, Cd, Mo)	С.— П. Карб	Цеолитовой фц	Край интракрат. басс; возможны консед. разломы
(14) Мансфельд, ГДР (медистые сланцы)	~ 75	~2,9	—	±1,8	Zn, Pb, Ag (~ 150 г/т, ассоц с Cu), (V, Pt, Mo, Ni, Se, Ge, Re, Cd)	П. Прм	Практически отсутствует	Край интракрат. басс; минц тяготеет к краевым разломам басс и локальным поднятиям («песчаным барам») в ЛБ
(15) Любин, Польша	>1000	⩾ 2	—	—	Au, Pb, Ag (~90 г/т, ассоц с Cu), (V, Ni, Co, Mo)	П. Прм	Отсутствует	Край интракрат. басс; нагромождение береговых фц указывает на контроль границ басс разломами
(16) Маунт-Айза (Cu), Австралия	182	3,0	—	—	Co (0,05%), Ag (7 г/т), Fe (10,5%), Zn-Pb в самостоят. р. телах	С. Прот (~ 1650)	Слабый зеленосланцевой фц	Интракрат. басс, контролировавшийся разломами
(17) Маунт-Айза (Pb-Zn), Австралия	88,6	0,06	7,1	6,1	Ag (160 г/т), Fe (11,4%, преим. в сфд), Co (70 г/т)	С. Прот (~ 1650)	Слабый зеленосланцевой фц	Интракрат. басс, контролировавшийся разломами

Продолжение табл. 1

10	11	12	13	14
Ф: Дкм крист. пор; ~ 300 м Прм красноцв. облом. пор, несогласно перекрытых Трс конт. облом. пор	Бледноокрашен. речные кварц. псч; в неоруденелой породе состав: кв-(пш-кремень-му-мт)	П	Обломки эффузивн. пор и туфов в псч РВТ и надрудных	Тесная, разрез красноцв. пор
Ф: толща каледонск. складч. пояса мощн 2—3 км; Н. Дев—Н. Карб: 1500 м красноцв. облом., кислых эффузив. и карб. пор; С.—В. Карб: 700 м литор. облом. рудовмещ. пород	Переслаивание безр. красноцв. и оруденелых сероцв. псч-(алвр): кв-аб-Кпш-хл-сер-(кц-сфд-бар); ±гем	П	(—) туфов. матер. в псч РВТ и вулк.-облом. пор ниже по разрезу	Тесная, переслаивание
Ф: варисцийск. складчат. пояс; ЛБ: до 200 м грубооблом. красноцв. конт. пор—аридный молассовый прогиб; РВТ; < 1 м морск. черных гл. сл на переработ псч; ВБ: > 300 м цикличных морск. эвапор; > 4500 м в центре бассейна	Переработ. и осветл. псч, полевошпатовые с аутиген. кв и аб; сфд замещают карб и гипс в цементе. Медист. сл: мергели до гл. сл: кв-иллит-хл-кц-дол-орг/в-сфд	П	Основные и кислые эффузивы в красном лежне (ЛБ); спилитизированы	Тесная, красноцв. пор в ЛБ
Как в Мансфельде, но мощнее красноцв. облом. пор в ЛБ; р. залежи близ границы распространения анг и галита в цехштейне (ВБ)	Как в Мансфельде; р. залежи в синклинории Нижних Судет более оруденелы в изв ВБ над пятнистыми мергелями, экв. рудным сланцам Любина	П	Среди вулканитов красного лежня есть спилиты, кисл. порфиры и диабазы	Тесная, красноцв. пор в ЛБ
~ 13 км толеитовых базальтов и квцт на метам. пор Ф; руда в верхн. части 6 км разреза т/з облом. и карб. мелков. морск./озерн. отлож. с подч. эвапоритами	РВТ: «силика-дол»—зоны брекчиров. и перекристаллиз. карб. пор толщи Уркварт/Нейтив-Би: кв-дол-(хл-таль к-Кпш)	Т	Под отлож. группы Маунт-Айза—базальты с хл-аб-кц изм; маркир. гориз туфов (Кпш) не продолжается в «силика-дол»	Отсутствует
~ 13 км толеитовых базальтов и квцт на метам. пор Ф; руда в верхн. части 6 км разреза т/з облом. и карб. мелков. морск./озерн. отлож с подч. эвапоритами	Углист. алвр с пи и дол; кв-Fe-дол-Кпш-сер-аб-(бт-сид-стм-кц-орг/в)-сфд. Мнзц в части разреза, наиболее богатой карб. в-вом и калием	Н (?)	Под отлож группы Маунт-Айза—базальты с хл-аб-кц изм; маркир. горизонты туфов (Кпш), переслаив. с мнз. осад. пор	Отсутствует

1	15	16	17	18	19
(12) Насимьенто, США	Тесная; древесн. остатки и вкрапл. гуматы	Регионально развиты в подрудных Прм отложениях	Вкрапл.	730 × 240 м, согласное	хз-(бн-хп-пи) → → безр. псч вне р. зоны; содерж. хз увеличив. вниз по падению до уровня грунтовых вод
(13) Джезказган, СССР	«Тесная»; руда в зоне пород с >0,1% «угля»	(—) гипс и галит в пор экв. РВТ	Вкрапл.	19—26 р. пропластков в 9 р. гориз на 700 м разреза и площади 5—6×2—3 км; р. тела мощн 0,5—2,0 м, до «неск. км» в длину и ширину	хп-пи-(гал) → гал-хп-сф → хз-бн → безр.; систематическая, но нерегулярная последовательность вниз по падению и палеоуклону близ поперечных к палеоберегу псч. баров
(14) Мансфельд, ГДР (медистые сланцы)	Мниц пропорц. содерж. $C_{орг}$; ~ 10% $C_{орг}$ в сл и 0,2% в псч	Анг и галит в цехштейне в неск. м над РТ; гипс в красном лежне	Вкрапл.	Мансфельд: 140 км² при средн. мощн 0,22 м, 16—20 кг/м² Cu; богатый участок в пределах 260 км², >5кг/м² Cu, 1450 км², >5 кг/м² Pb; 5750 км², >5 кг/м² Zn	Радиально от несогласн. фации Рёте-Фауль: гем → бн-хз-(пи) → сф-гал-пи-(хп) → пи; не связана с положением палеоберега, но тяготеет к разломам и местам локальн. выклинивания гориз сл над «песчаными барами» в ЛБ
(15) Любин, Польша	Содерж. металла прямо пропорц. содерж. $C_{орг}$	В цехштейне (ВБ) и красном лежне (ЛБ)	Вкрапл.	Любин ~ 13 км по простир. и ~ 11 км по падению, средн. мощн 4 м (в РВТ больше песч, чем в м-ях ГДР)	Несогласн. гем. тела только на краю басс в отлож С. Судетской синклинали; вниз по падению хз-бн → → бн-хп → хп-пи
(16) Маунт-Айза (Cu), Австралия	+0,8% $C_{орг}$ в руде	Псевдоморф. дол по гипсу в «силика-дол» и вне их	Вкрапл.	Минц несогласн., но с пластовым контролем до 1000 × × 2600 м на разрез ~ 1000 м	По восстанию от разлома Ф сильно кремнистая богатая руда с выс. Co → менее кремнист. руда → безр, интервал → Pb-Zn руда; гал-(пи-сф) → сф-гал-пи → пи-(сф)
(17) Маунт-Айза (Pb-Zn), Австралия	~ 0,5% $C_{орг}$ в руде	Псевдоморфозы карб. по гипсу вблизи минц; отпечатки соли в ВБ	Полосч.	14 согласн. РТ на 650 м разреза. Мощн 1—50 м, площ. до 700 × 1000 м. Минц в пред. 1500 м разреза и 1600 м по простир.	Отношение гал/сф наибольшее близ медных РТ и падает в сторону от них на протяжении всей Pb-Zn р. зоны, постепенно переходящей в безр пиритизирован. пор

20	21	22	23
Не описана; мало пи	Минц контролируется породами повышен. проницаем.; хз замещает древесн. остатки и пи; хз моложе диагенетически регенериров. кв, но в более молодых отложениях не найден	М-е крупное для данного типа, возм., в связи с контролем вкрапл хз гуматами (?)	[226, 112]
Через ряд р. зон: хз-бн → хп-пи с кулисообразн. располож. р. залежей в разрезе; в сечениях отдельных залежей: хз → бн → хп-бн-гал или хп-пи-(гал); имеются нарушения этого порядка	(~) переотлож. руд в трещинах; минц приуроч. к участкам восстановлен. красноцв. псч, где образовыв. Fe-кц-хл	По масштаб. минц р-н сравним с Медным поясом Африки	[19, 53, 169, 69, 170]
гем → бн-хз-(пи) → хп-пи → сф-гал-пи-(хп) → → пи; зональность согласуется с фациальными измн в РВТ	Мало надежных данных, но предполаг. рудоотлож. в неуплотн. осадках; минц несогл., присутствует фация Рёте-Фауль, а в Рихельсдорфе сфд распр. до низов толщи анг Верра	Рассматривается многими как типичн. пример сингенетическ. осадочного м-я	[144, 62, 47, 209, 103]
гем → хз-бн-(пи) → хп-пи-(бн) → хп-пи-гал → → пи-сф; зоны Pb и Cu в различной степени перекрываются; Ag в ассоц с Cu (особ. хз), а не с Pb	Замещение хз бентосных фораминифер и продуктид указывает на осадконакопл. в незастойных (не сероводородн.) услов. и более позднюю сульфидизацию	Огромное слепое РТ, открытое 600 лет спустя после начала отработки медистых сл. в Европе	[107, 105, 106, 85, 86]
Отсутствует; повсеместно хп-пирр-пи с (—) Co-арс	Часть измн типа «силика-дол» и Cu минц развив. в брекчиях уже сланцеватых пор, но ранняя история пока не ясна и служит предметом споров	Основной нерешенный вопрос — возрастн. соотнош. Cu-минц с зонально расположенными Pb-Zn- и Fe-рудами	[126, 14, 180, 184, 127]
Верхнее РТ богаче пиритом; нет заметн. зависим. распр сф и гал от положения в слоях; богатые пи пор в ЛБ	Послойные т/з пи и сф, видимо, осадочные, а пирр связан с перекристаллизац. карб.; все они дробились и цементировались «силика-дол», ассоц. с Cu-минц; интерпретация спорна	Рудник Хилтон в 16 км к С, содержит 35×10^6 т Pb-Zn-Ag руд такого же качества. Оба м-я более метаморфиз., чем сходная минц Н.Y.C.	[14, 126, 16, 202, 41, 137]

1	2	3	4	5	6	7	8	9
(18) Мак-Артур-Ривер (N.Y.C.), Австралия	237	0,2	4,1	9,2	Ag (41 г/т), Fe (8% в виде пи)	С. Прот (~ 1650)	Отсутствует	Интракрат. басс; м-е расположено в рифтовом троге рядом с консед. краевым разломом
(19) Тайнаг, Ирландия	12,3	0,4	4,9	4,5	Ag (58 г/т), Fe (много пи), Ba	Р. Карб	Отсутствует	Интракрат. басс; м-е вблизи явно консед. разлома
(20) Силвермайнс, Ирландия	18,4	—	2,8	7,4	Ag (21 г/т), Ba (2,3 млн. т масс. барита), Fe (масс. пи и подч. сид)	Р. Карб	Отсутствует	Интракрат. басс; м-е в зоне разлома и в ВБ зоны крупного широтного разлома, возм., консед.
(21) Раммельсберг, ФРГ	30	1	9	19	Ba (4,8 млн. т масс. бар), Fe (8—30% в пи), Ag (103 г/т), (Sb, As, Cd, Co)	С. Дев	Зеленосланцевой фц, интенсивная складчатость	Интракрат. басс; шарнирная зона (?) между антиклиналью Верхнего Гарца и трогом Гослар; консед. разломы
(22) Меггеп, ФРГ	60	0,2	1,3	10	Ba (16,5 млн. т масс. бар). Fe (~ 34% преим. в пи)	С. Дев	Слабый до умеренного зеленосланцевой фц, сложная складчатость	Интракрат. басс; шарнирная зона между трогом Ленне и устойчивым блоком Зигерланд; небольшие басс и поднятия по консед. разломам
(23) Леди-Лоретта, Австралия	8,7	—	6,7	18,1	Ag (109 г/т), Fe (много пи), Ba, Cu в соседних несогласных РТ	С. Прот (~ 1700)	Слабый, залежь смята в складки	Интракрат, басс; РТ расположено, возм., вблизи консед. разлома

Продолжение табл. 1

10	11	12	13	14
Разрез трога Бэттн ниже р. залежи: ~ 7 км псч, гл. сл и дол, преим. мелков., с обильными пачками эвапоритов; в низах 5 км основных эффузивов	Угл. алвр с пи и дол, оползн. дол. брекчии и турбидиты переслаиваются с минц; РТ на участке локальн. силья. опускания, примык. к консед. разлому. ЛБ: богатые туфов. в-вом гл. сл и эвапоритовые дол	Н (?)	Маломощн. слои туфогенных (Кпш) пор в РВТ; основн. эффузивы под гр Мак-Артур	Тесная (местами красноцв. пор в ЛБ)
Возм., ⩾ 14 км разрез под м-ем, в т. ч. мощн. Н. Плз. гл. сл (грвк, эффуз.); 185—370 м Дев псч; > 500 м С.—В. Карб. морск. изв и мергелей	Микриты и биоген. облом. пор отмельных фаций + загрязн. изв более дистальных и лагун. фаций; по латерали переходят в гем-кремн. железорудн. образ. с просл. отсортиров. детрит. изв	Т	Подч. слои туфогенных пор с изв и жквцт; синхронные эффузивы в 64 км к югу	Тесная, тектонич. контакт с Дев красноцв. псч
Возм., ⩾ 14 км разрез под м-ем, в т. ч. мощн. Н. Плз гл. сл (грвк, эффуз); маломощн. Дев псч; ~ 300 м Н. Карб мелков. морск. карб. и т/з облом. пор	Верхнее согласное РТ (в т. ч. масс. бар) в виде масс. пи, бар, и дол и сид брекчий; ЛБ: изв; ВБ: дол. брекчии и выше изв. брекчии, кремни и изв. Нижнее секущее РТ—в дол, псч и В. Плз гл. сл	Т	Нет в р-не м-я, но в регионе — андезиты в Плз и щелочн. основн. эффуз. в В. Карб к югу	Тесная, тектонич. контакт с Дев красноцв. псч
Дев псч, сл, изв «огромной мощн», выше — РВТ Виссенбахер-Шифер мощн ~ 1200 м с заметными колебаниями: известков. сл и подч. туфы	Толща черн. сл аспидных) с (—) просл. псч и туфов, макс. мощн около м-я 1000 м; несогласн. «рудоносный гл. сл» с кв.-карб. измн, постепенно ослабевающ. в сторону сл	Н	В РТ есть подчин. маломощн. просл сланцеват. туфов (серкв-пи-бт-хл)	Отсутствует
ЛБ: Н. Дев до Н. Карб—неск. сотен м сл, грвк, (псч) с кератофирами; толща, экв. РТ: разл. фц мергелей, окремнел. сл и гораздо более мощн. рифов. изв; ВБ: 100 м сл и изв и 500 м псч	Угл. сл переслаиваются с масс. рудой; РТ в небольшом некомпенсир. прогибе, заполн. сл ЛБ, в ~ 3 км от 100 м карб. рифа; ВБ: изв	Н	100-м толща кератофиров в Н. Дев ниже р. тела; в регионе много основн. эффуз., синхронных с рудой	Отсутствует
В нижней части разреза 2 км псч и сл, ~ 1 км кислых эффуз. и подч. основн. эффуз.: РТ в верхн. части толщи ~ 1,6 км мелков., обычно строматолитов. и эвапортов. дол и алвр	Полосч. до масс руды писф-гал-бар-сид-кв-сер-Кпш-орг/в состава переслаив. с угл., известковист. алвр, сл и туфами; некот. пласты с градац. слоист. содержат орг/в и в верхней части обогащены пи	Н	Подч. маломощн. слои с туфоген. Кпш в РТ; основные эффузивы ниже гр Мак-Намара	Отдаленная

1	15	16	17	18	19
(18) Мак-Артур-Ривер (Н.Y.С.), Австралия	0,4% $C_{орг}$ в руде; ~ 1% в не минз. экв	Во всех дол. пор и некот. псч и алвр разреза есть реликты эвапоритов	Полосч.	Минц в Н.Y.С. 1 км × × 1,7 км × × 55 м мощн. 7 отдельных РТ мощн 1—20 м, разделен слабо минз. осадочн. оползнев. брекчиями и турбидит.	В нижнем РТ отношения хп/сф и гал/сф падают с С на Ю, а в верхнем — с В на З; Cu/Pb + Zn падает с В на З от разлома Эму через мелкие несогласн. р. тела в дол к РТ Н.Y.С.; отнош. Кпш/аб и дол/кц падает в РТ Н.Y.С. с В на З
(19) Тайнаг, Ирландия	Следы орг/в, но сфд преим. в чистых «рифов.» изв	Экв. РВТ разрез к С содержит немного анг себхи и замещенные нодули	Вкрапл./ масс.	Сфд. минц несогласн.: ~ 1500 × × 500 × 300 м; жквpц согласн.: 1800 × × 600 × 50 м (с 60% прослоев изв)	Cu концентрир. в нижних частях залежи и близ главного разлома; Zn распр. шире, чем Pb. Широкий ореол Mn
(20) Силвермайнс, Ирландия	Породы РВТ углистые	Экв. РВТ разрез к С содержит немного анг себхи	Масс./ вкрапл.	Верхнее стратиформн. РТ: 800 × 1000 × × 30 м (макс.). Нижнее РТ несогласное и значительно меньше	Зональность нерегулярная и сложная, контролируемая зонами разломов СЗ простирания
(21) Раммельсберг, ФРГ	РВТ: угл сл	Не отмечаются	Масс./ полосч./ вкрапл.	2 крупных и 2 меньших РТ полосч. сфд руд в сл. Две небол. бар линзы и линзы кремнист. «рудоносных гл. сл» в ЛБ на разных гор. «Старое» РТ: 600 × 350 × × 15 м, «Новое»: 500 × × 500 × 10 м	Латеральн. зональность развита слабо, но Pb—Zn-руда распростр. шире, чем залегающие в основании РВТ линзы масс. пи руд
(22) Мегген, ФРГ	Битуминозн. сл. и изв по латер. и просл. в РТ; оруденелые остракоды и фораминиферы	Не отмечаются	Масс. (послойн.)	Пластовые; эллиптическое (доскладчат.) РТ + 11 км², до 6 м мощн; массивн. сфд и бар местами с подчин. просл сл	Центральная пи-сф-гал-(бар) → → масс. бар → → карб; переходы резкие; ореол Mn в экв. РТ изв шириной 2—5 км
(23) Леди-Лоретта, Австралия	Минц ассоциир. с угл. в-вом	Много гипса и анг (ныне дол) в подрудной части разреза	Полосч.	Промышл. руда со средн. мощн 24 м на > 500 м разрез минз. пород; площ. 720 × 400 м	Почти масс. пластов. пи-сф-гал руды с просл. угл. алвр и сл → → нарастание сф/гал, бар и прослоев сл к периферии

20	21	22	23
Усложнена разнообразн. проявлениями латеральной зональности; максим. хп (0,5% Cu) в средн. части РТ; от/з слоистые руды перекрыты тонкополосч. сл, очень богатыми пи	Конкреции указывают на образование пи первым, в проц. раннего **диаг.** в 10—100 м под поверхностью осадка; сф-гал могли образоваться позже	Одно из крупнейших и хорошо сохранившихся Pb-Zn м-й в сл. Генетич. связано с соседн. мелкими м-ями типа долины Миссисипи; флюиды к тем и др. поступали от краевого разлома трога (зона Эму)	[43, 111, 218, 120, 133]
Связь Fe-дол измн с сфд выражена очень слабо	Эксгаляц. жкврц отчетл. пересл. с отмельн. изв; сульфиды несогласно замещают и жилками пересекают эти изв и местами жильные Fe-руды	Первая крупная находка м-я «ирландск. типа»; секущая сфд зона многими рассматр. как питающий канал для эксгаляционн. Fe-руд	[132, 167, 154, 49, 136]
Наиболее высок. Pb/Zn и подч. Cu в нижней части РТ и ближе к разлому; доломитизация предшествовала Pb-Zn-оруденению	Присутствие сульфидов в подводно-оползневых образованиях указывает на консед. возраст минц согласных РТ	«Ирландск. тип» м-я, в кот. сочетаются секущие и согласные РТ; согласные залежи масс. бар; ключевой объект для решения генетическ. вопр.	[194, 39, 145, 136]
В ЛБ около РТ линзы кремнист. «рудоносных гл. сл» содержат пи-хп-сф; в самих р. линзах масс. пи-сф → → сф-гал-пи → сф-гал-пи-бар → бар-(пи-сф-гал) с увеличен. доли прослоев сл	Раннедиагенетич. карб. конкреции (образ. до уплотнения — есть трещины усадки) содержат слоист. сфд с признак. раннего оползания и смещений; хороший пример осадочной + раннедиагенетич. минц	Большое сходство с Маунт-Айза, но иные тектон.-стратигр. условия; «рудоносные гл. сл» — рудоподвод. зона, но меньше и беднее карб и Cu, чем зона «силика-дол»	[108, 3, 79, 182]
Руда не зональна, за исключ. переходного интервала, где бар выше сфд; в ЛБ местами (—) пи и бар	В РТ есть слои бар и предположит. обломочн. пи; в бар распр. стилолиты, не нашедшие пока объяснения	В высшей степ. стратиформн. м-е с масс. сфд. рудами, много км от проявлений синхрон. вулканизма; давно считается эксгаляц., но секущ. корнев. каналы не обнаружены	[58, 148, 82, 23]
Слоистые толщи с пи-(сф-гал-бар) в ЛБ и ВБ; сид в минз. породах, а Fe-дол над и под ними	Многие приписывают сульфидам эксгаляцион. происхожд., но прямых доказательств нет	Сходно с м-ями Маунт-Айза и Мак-Артур-Ривер, но много барита и несколько больше сульфидов	[121, 32]

1	2	3	4	5	6	7	8	9
(24) Салливан, Канада	155	—	6,6	5,7	Ag (68 г/т), распр. Fe (28% в сфд), Sn, Cd, Cu, Au	С. Прот (~ 1430)	Слабый амфиболитовой фц	Интракрат. басс на ранних стадиях развития; ~ 13 км толща; минц вблизи крупных консед. разломов; брекчии в ЛБ
(25) Брокен-Хилл, Австралия	180	0,2	11,3	9,8	Ag (175 г/т), Fe (~ 8% преим. в силик.), Mn, P, F, Cu, As, Au	От С. до П. Прот (> 1700)	Гранулитовой фц	Мобильный трог, затушеванный метаморфизмом и крайне интенсивными деформациями
(26) Говард-Пасс, Канада	⩾ 100	—	1,5	6	Ba (? ~ 600 м над Pb-Zn); низк. Fe (3%)	Р. Сил	Ничтожный; складчатость	Интракрат. басс, близ его окраины
(27) Лайсвалль, Швеция	80	—	4,3	0,6	Ag (9 г/т), (подч. бар, фл); низк. Fe (0,4%)	П. Прот до Р. Кмб	Ничтожный	Маломощн. толща литор. морск. (шельф?) осадков на Дкм Ф и под каледонским покровом; влияние местных палеоподнятий
(28) Ларжантьер, Франция	10	—	3,8	0,8	Ag (80 г/т); низк. Fe	Р. Трс	Отсутствует	В интракрат. басс близ его структурной и седиментац. границы, над местной границей грабена с Прм красноцв; консед. разломы

Продолжение табл. 1

10	11	12	13	14
Минц в зоне перехода от нижней части свиты Перселл (> 1,5 км мелководн. силик. облом. осадков «некомпенсиров. прогиба») к средней, с более глубоководн. облом. пор	ЛБ: арг и алвр, в верхах послойн. пирр и 0—60 м конгл; арг и алвр переслаив. с послойн. сфд выше и к востоку от РТ масс. сфд; кв-кц-хл-му-пипирр-сф-гал	Н	Эффузивы значительно моложе руды; послерудные дайки	Отсутствует
ЛБ: обломочные пор и основные вулканиты; ВБ: псч. гл. сл	сф-гал-пирр руда в массе кв, кц и Ca-Mn-Fe-силикатов, в ассоц со щелочными пор, карбонатами, жквцт, кисл. эффузивами (?)	?	В рудной зоне могут иметься эффузивы	Нет данных (метаморфпзовано)
Кмб—Орд: ~ 5 км псч, алвр, пзв и дол; Сил: доломитов. и графитов. алвр, черные сл вмещают оруденение в 16 км от карб. рифа	Граптолитовые черные сл и алвр с кремнистыми и карб. пор	?	Синхронные оруденению базальты обнаружены в 16 км от м-я	(?); отдаленная—есть местами в Кмб—Орд
Выветрелый Дкмб Ф; 1—9 м базальн. конг; 7—9 м псч-сл; РВТ: ~ 40 м псч; ВБ: алвр, фосфориты и черные глиноземистые сл, срезанные надвигами	Верхний и Нижний гориз хорошо отсортиров. кв. псч, разделены безрудн. псч с гл. цементом	П	Не отмечаются	Нет (?) (плохая обнаженность)
Карб и Прм моласса 0—> 500 м на метам. пор фундамента; минц в базальн. пор Трс, руда в 200 м толще прибрежн. облом. пор, экв. > 500 м толще эвапоритов бассейна	ЛБ: красноцв. конгл до сл; руда в аркозов. псч и конгл, частично речных, близ перехода их по падению в более мощн. озерн. эвапоритовые фц; ВБ: мелководн. мергели и алвр	П	Не отмечаются	Тесная, ЛБ—красноцветы

1	15	16	17	18	19
(24) Салливан, Канада	Редкий графит в РВТ	Не отмечается	Масс./ полосч.	Согласн. РТ масс. руд 3—>60 м мощн, 1,6×2,0 км; местами маломощн. рудные слои в алвр до 80 м выше главного РТ	Центральная Fe-зона (пи-пиррхл) с масс. рудами, к флангам падение гал/сф, Ag/Pb, кст и арс, нарастание Sb
(25) Брокен-Хилл, Австралия	Следы графита и CH_4 в руде	Никаких признаков	Масс./ полосч.	М-е включает 6 седловидных р. зон, занимающих в целом 7,3 км × 850 м × × 250 м; р. тела лентовидные, согласные с вмещ. пор	Отнош. гал/сф падает с С на Ю
(26) Говард-Пасс, Канада	Углистые вмещ. пор	Не отмечаются	Полосч./ масс.	Размеры не сообщаются; вкрапл. оруденение, согласное с вмещ. пор	Нет опубликов. данных; вкрапл. и прожилк. сф-гал оруден. с относительно подч. пи (фрамбоидальным), небольш. колич. Ag, барит отсутствует
(27) Лайсвалль, Швеция	Следы углеводородов в сф; битуминозные глинозем-истые сл в ВБ	Не известны	Вкрапл.	Нижнее РТ в псч: 5000×200—600×2—24 м мощн; верхнее РТ в псч: 2000×300—1000×2—8 м	Плохо выражена; гал и сф обнаруживают тенденцию развиваться раздельно
(28) Ларжантьер, Франция	Темные глинистые пор в ВБ, небол. колич. $C_{орг}$ в псч РВТ	Много гипса ниже по падению РВТ, мощн. пласты галита в басс ниже по паден.	Вкрапл./ (жильн.)	2 послойных рудных гориз без перерывов на площади 1,5×× 3 км; выемочная мощн 4 м; жильные р. тела по разломам	Сульфиды приурочены к зоне пород с кремнистым цементом, располож. между зонами пор с гл. (выше по восстанию) и гс.-анк. (ниже по падению) цементом; вниз по падению снижаются Fe_2O_3/MnO и Ba/Sr

20	21	22	23
Брекчии ЛБ с пирр и турм и хл. измн; (сф+гал)/пирр растет и Sn снижается снизу вверх в РТ с масс. рудой; альбитизация в ВБ	Структуры подводного оползания рыхлых осадков с сфд; тонкое переслаивание сфд с силикатами указывает на отлож. руд на дне моря	Крупное м-е масс. и слоист. руд, расположен. над возможным рудоподводящим каналом	[191, 68, 63, 29]
Богатая сф минц с подч. хп стратиграфически ниже, чем богатая гал минц, в явно опрокинутой толще	Минц древнее регионального метаморфизма. Современное распределение оруденения обусловлено метаморфизмом	Самое крупное и богатое Pb-Zn-м-е в мире. Минц пространств. и, возм., генетич. связана с горизонтами полосчатых кв-мт-ап жкврц	[80, 101, 104, 110, 189, 20]
Нет опубликованных данных	Нет опубликованных данных	Крупное м-е с бедными рудами в недостаточно опоисков. р-не; меньше масс. руд и пи, чем во многих Pb-Zn-м-ях, залегающих в сл	[131]
Развита слабо; бар и фл концентрируются в самых нижних гориз, а сф — в верхнем рудном пласте	Резкие границы РТ по латерали указывают на постседиментационный возраст минц, но она обнаруживает зависимость от проницаемости пор до их литификации	Крупный представит. Pb-Zn-м-й в псч; тесная связь с залежами типа долины Миссисипи и с Cu-м-ями в псч, но нет признаков сущ-ния восстановительного барьера	[116, 147]
Верхнее и нижнее пластовые РТ разобщены в плане; верхнее пластовое РТ — только вблизи рудных жил, приуроченных к секущим разломам; никаких указаний о зональном распр Cu или Pb/Zn в литературе нет	Распр сфд зависит от проницаемости пор, которая регулировалась раннедиагенет. цементацией псч; р. пласты секутся конседим. разломами	Большое сходство с Cu-м-ями в псч и с м-ем Лайсвалль	[66, 159, 15]

[1] Месторождения под номерами 1 — 12 содержат только медь, 13 — 16 — медь со значитель 22 — 28 — свинец и цинк без существенного количества меди.

[2] Приведены суммарные значения опубликованных запасов руды, включая уже добытую. Бортовое содержание сильно варьирует от месторождения к месторождению.

[3] Надежные данные по элементам-спутникам, даже по таким попутно извлекаемым металлам, к сожалению, очень редко.

[4] Возраст рудовмещающих пород.

[5] Степень послерудного метаморфизма во многих районах детально не изучалась, но она

[6] Термин «бассейн» применяется в общепринятом смысле к участкам накопления осадочных стратиграфический разрез». Многие бассейны с повышенной мощностью отложений назывались контроле оруденения.

[7] Сделана попытка дать общую характеристику осадочных образований, развитых в разрезе

[8] При наличии необходимых сведений дается сжатое описание условий осадконакопления, нение и перекрывающихся с ним.

[9] Проницаемость осадков после раннего диагенеза: в этой колонке сведены данные о типе лавшим рудоносный горизонт осадкам по завершении их начального раннедиагенетического уплот ватые или пронизанные прожилками породы обозначены буквой Т; очень тонкозернистые обломоч цаемыми, обозначены буквой Н.

[10] Упомянуты более древние и синхронные с оруденением вулканиты с целью облегчить ре воров для месторождений.

[11] В этой колонке охарактеризована степень пространственной связи минерализации с восста ными) и восстановленными (обычно сероцветными) осадками. На некоторых месторождениях крас ного лимонитового пигмента в тонкозернистый спекулярит. В некоторых случаях подобная тесная разрезах, менее отчетливо проявлена на детальных разрезах.

[12] Сульфидоносные осадки обычно содержат некоторое количество органического углерода, как правило, субъективно.

[13] Здесь указывается наличие эвапоритовых минералов и/или аридных условий, существовав

[14] Почти все месторождения, приведенные в таблице, кроме Маунт-Айзы (Cu), Тайнага и части дочными отложениями. Однако сульфиды в отдельных рудных прослоях распределяются относи полосчатыми. Термин «вкрапленные» может относиться и к тонкодисперсным вкраплениям в основ более или менее равномерно распределенным в цементе брекчии, а также образующим ажурную распространяются по слоистости пород. В массивных рудах могут в той или иной мере присутство выраженная. Термин «полосчатые» относится к переслаиванию обогащенных сульфидами прослоев Могут иметь место и постепенные переходы между ними, но, к сожалению, опубликованные описа водятся, поэтому можно дать только грубую качественную характеристику.

[15] Зональность: в тех случаях, когда реконструкция палеогеографических условий имеется рега или от палеовозвышенностей. Там, где хорошо известно лишь современное строение бассейна, вообще нет заметных количеств сульфидов, а не только к непромышленной минерализации. Верти она через несколько рудных зон и промежуточных пустых прослоев или ограничена одной рудной

[16] Для большинства рассматриваемых месторождений характерна высокая степень конформно пород (конгруэнтность). Но это чаще всего лишь позволяет предполагать, но не служит прямым нием. Мы попытались привести здесь менее спорные признаки, позволяющие судить о времени рудовмещающих осадков.

[17] Здесь приведены ссылки лишь на некоторые из наиболее содержательных и/или наиболее

Продолжение табл. 1

ными количествами свинца и цинка, 17 — 21 — свинец и цинк со значительным количеством меди,

Надежность этих данных различна, для некоторых месторождений имеются только грубые оценки.

как As, Au и Co, имеются лишь для немногих месторождений. Содержания Fe и S публикуются,

обычно показывает, в какой мере можно восстановить первичные особенности минералообразования.
образований различного типа и мощности. Дополнительные данные см. в колонке «Региональный
геосинклиналями. В тех случаях, когда необходимо, приводятся также сведения о структурном

ниже и непосредственно выше рудоносного горизонта.
минерального состава и литологических особенностей осадков, непосредственно вмещающих оруде-

проницаемости, который был в основном свойствен рудовмещающим или непосредственно подстилающим отложениям. Проницаемые слоистые обломочные отложения обозначены буквой П; интенсивно трещиноватые или плотные карбонатные отложения, которые были, скорее всего, практически водонепроницательным барьером, приуроченным к границе раздела между окисленными (обычно красноцветный цвет был явно утрачен во время метаморфизма в результате перекристаллизации красноцвет-
связь оруденения с восстановительным барьером, заметная на мелкомасштабных региональных

но количественных данных мало, а определение степени пространственной связи этих образований,

ших даже на большом удалении от минерализации.
месторождения Силвермайнс, являются стратиформными и залегают согласно с вмещающими осадочными породами, но в отдельных частях породы так, что руды можно назвать вкрапленными, массивными или
ной массе песчаника или глинистого сланца, и к сравнительно крупнозернистым образованиям,
сеть прожилков, неправильные «сгустки» и т. д. В целом такие вкрапленные руды, как правило,
вать несульфидные образования, в которых обычно заметна слоистость, по крайней мере грубо
(с рудами массивной или вкрапленной текстуры) и малосульфидных прослоев осадочных пород.
ния недостаточно детальны в этом отношении. Данные по содержанию Fe и/или S обычно не при-

и не вызывает возражений, минеральные ассоциации приводятся в порядке удаления от палеобе-
дается последовательность по падению слоев. Термин «безрудные» относится к породам, в которых
кальная зональность приводится в направлении от подошвы к кровле независимо от того, развита
зоной.
сти оруденения со слоистостью и мелкими особенностями седиментационной структуры вмещающих
доказательством незначительности разрыва во времени между осадконакоплением и рудоотложе-
формирования сульфидов по отношению к накоплению, диагенезу и последующей деформации

важных работ по отдельным месторождениям.

Таблица 2. **Сокращения, использованные в табл. 1**

Типы пород

алвр	— алевролиты	литор.	— литоральные
арг	— аргиллиты	мелков.	— мелководные
вулк	— вулканические, вулканогенные	метам	— метаморфизм
		метам.	— метаморфические
гл.	— глинистые	морск.	— морские
грвк	— граувакки	облом.	— обломочные
дельтов.	— дельтовый	озерн.	— озерные
дол	— доломиты	псч	— песчаники
жквцт	— железистые кварциты	пор	— породы
изв	— известняки	речн.	— речные
карб.	— карбонатные	сероцв.	— сероцветные
квцт	— кварциты	сл	— сланцы
конг	— конгломераты	угл.	— углистые, содержащие органическое вещество
конт.	— континентальные		
красноцв.	— красноцветные	эвапор	— эвапориты
кр. сл	— кристаллические сланцы	эол.	— эоловые
крист.	— кристаллические		

Минералы

акт	— актинолит	дол	— доломит
аб	— альбит	Кпш	— калиевый полевой шпат
анг	— ангидрит	кц	— кальцит
анд	— андалузит	карр	— карролит
ап	— апатит	кст	— касситерит
арс	— арсенопирит	кв	— кварц
бар	— барит	коб	— кобальтин
бн	— борнит	мгз	— магнезит
бт	— биотит	микр	— микроклин
гал	— галенит	мт	— магнетит
гт	— галит	мтм	— монтмориллонит
гем	— гематит	му	— мусковит
гс	— гипс	орг/в	— органическое вещество

Продолжение табл. 2

пи — пирит, пиритизированный
пирр — пирротин
пш — полевой шпат
сер — серицит
сид — сидерит
скп — скаполит
сл — слюда
спк — спекулярит
ств — ставролит
стм — стильпномелан
сф — сфалерит
сфд — сульфиды
сфт — сульфаты
тур — турмалин
фл — флюорит
хз — халькозин
хп — халькопирит
хл — хлорит
эп — эпидот

Время (возраст)

Р. — ранний
С. — средний
П. — поздний
Н. — нижний
В. — верхний
Дкм — докембрий
Прот — протерозой
Плз — палеозой
Кмб — кембрий
Орд — ордовик
Сил — силур
Дев — девон
Карб — карбон
Прм — пермь
Трс — триас
Юра — юрский период
Мел — меловой период
Трт — третичный период
Чтв — четвертичный период

Общие термины

$C_{орг}$ — углерод органического вещества
ассоц — ассоциация
басс — бассейн осадконакопления
безр. — безрудный
в-во — вещество
ВБ — висячий бок
вкрапл — вкрапленность
вкрапл. — вкрапленные
возм. — возможно
в т. ч. — в том числе
вост. — восточный
выс. — высокое содержание

Продолжение табл.2

г/т	— грамм на тонну	отлож	— отложения
гориз	— горизонт	пач	— пачка
гр	— группа	периф	— периферия
г/з	— грубозернистые	пласт.	— пластинчатый
зап.	— западный	подч.	— подчиненный
зерк.	— зеркальный	прож	— прожилки
измн	— изменения	просл	— прослои
изм.	— измененный	распр	— распространение
изом.	— изоморфный	распр.	— распространенный
интракрат.	— интракратонный (внутрикратонный)	РВТ	— рудовмещающая толща
		РТ	— рудное тело
консед.	— конседиментационный	р.	— рудный
ЛБ	— лежачий бок	сев.	— северный
масс.	— массивный	ср.	— средний
м-е	— месторождение	с/ф	— субфация
минц	— минерализация	т	— тонна
минз.	— минерализованный	т/з	— тонкозернистый
мощн	— мощность	увел	— увеличение
надгр	— надгруппа	умш	— уменьшение
низк.	— низкое содержание	фц	— фация
одновр.	— одновременный	фл	— фланг
осад.	— осадок, осадочный	фрм	— формация
особ.	— особенно	ф	— фундамент
от/з	— очень тонкозернистый	щел.	— щелочной
		экв.	— эквивалентный

Таблица 3. **Список рудных месторождений, рассмотренных в данном обзоре**

Порядковые номера месторождений сохраняются во всех последующих рисунках и таблицах

1. Муфулира, Замбия
2. Рокана, Замбия
3. Чибулума, Замбия
4. Шаба, Заир
5. Удокан, СССР
6. Редстон-Ривер, Канада
7. Уайт-Пайн, США
8. Спар-Лейк, США
9. Крета, США
10. Болео, Мексика
11. Корокоро, Боливия
12. Насимьенто, США
13. Джезказган, СССР
14. Мансфельд, ГДР
15. Любин, Польша
16. Маунт-Айза (Cu), Австралия
17. Маунт-Айза (Pb-Zn), Австралия
18. Мак-Артур-Ривер (H.Y.C.,) Австралия
19. Тайнаг, Ирландия
20. Силвермайнс, Ирландия
21. Раммельсберг, ФРГ
22. Мегген, ФРГ
23. Леди-Лоретта, Австралия
24. Салливан, Канада
25. Брокен-Хилл, Австралия
26. Говард-Пасс, Канада
27. Лайсвалль, Швеция
28. Ларжантьер, Франция
29. Аггенейс (Блэк-Маунтин), ЮАР
30. Аггенейс (Брокен-Хилл), ЮАР
31. Фаро, Канада
32. Вангорда, Канада
33. Гортдрам, Ирландия
34. Маллоу, Ирландия
35. Три-Стейт, США
36. Олд-Лид-Белт, США
37. Верховья долины Миссисипи, США
38. Верхняя Силезия, Польша
39. Пайн-Пойнт, Канада
40. Нчанга, Замбия
41. Лваншья, Замбия
42. Конкола, Замбия
43. Чамбиши, Замбия
44. Бвана-Мкубва, Замбия
45. Тенке — Фунгуруме, Заир
46. Наван, Ирландия
47. Хилтон, Австралия
48. Вайбернем-Тренд, США
49. Бьюик-Майн, США
50. Флин-Флон, Канада
51. Кидд-Крик, Канада
52. Брансуик № 12, Канада
53. Розбери, Австралия
54. Бодуин, Бирма
55. Кер-д'Ален, США
56. Санта-Эулалия, Мексика
57. Франклин, США
58. Элура, Австралия
59. Бингем, США
60. Трепча, Югославия
61. Серро-де-Паско, Перу
62. Гамсберг, ЮАР

удалось внимательно изучить работы на французском языке, чтобы пополнить скудный запас конкретных сведений, имеющийся в англоязычной литературе. Такие небольшие месторождения, как Крета и Насимьенто (США) включены потому, что служат хорошими иллюстрациями существенных геологических особенностей. Месторождение Болео (Мексика), руды которого залегают в туфах, фигурирует в нашем обсуждении потому, что по всем другим признакам оно гораздо ближе к прочим стратиформным месторождениям в осадочных породах, чем к большинству вулканогенных колчеданных месторождений.

Рассматриваемые здесь месторождения в прошлом классифицировались самым различным образом: по характеру вмещающих пород, ассоциациям металлов, морфологии рудных тел или согласно предполагаемым генетическим особенностям. Например, залегающие в глинистых сланцах свинцово-цинковые месторождения Маунт-Айза и Мак-Артур-Ривер одни исследователи объединяли с месторождениями медистых сланцев Европы, а другие — с вулканогенными колчеданными месторождениями. Месторождения медистых сланцев, в связи с залеганием в черных морских сланцах и отчетливо сингенетическим образованием руд, обычно считались генетически отличными от приуроченных к красноцветам медных месторождений, явно эпигенетических и залегающих в речных песчаниках. Тем не менее мы надеемся убедить читателя в том, что упомянутые и многие другие различия между отдельными типами месторождений в осадочных породах являются случайными и несущественными. Например, то, что выглядит как система питающих каналов для приуроченной к глинистым сланцам согласной свинцово-цинковой минерализации месторождения Мак-Артур-Ривер, представляет собой фактически группу залегающих в доломитах несогласных залежей крупнозернистых медно-свинцово-цинковых руд, весьма похожих на рудные тела месторождений типа долины Миссисипи [133, 218] и месторождений Ирландии в карбонатных породах каменноугольного возраста [156]. Такое «кровосмешение» между несходными на первый взгляд типами указывает на генетическую общность различных типов и наводит на мысль о том, что их, вероятно, не следует помещать в классификациях раздельно [13]. Гилмор [74] указал на обычные способы перехода одних типов месторождений среди осадочных пород в другие. Мы можем либо рассматривать месторождения в осадочных породах как большое число различных типов, основываясь на слишком детализированных критериях, либо считать их единым обширным классом родственных месторождений. Мы предпочитаем последнее.

Хотя стратиформные месторождения в осадочных породах имеют широкое распространение и в течение столетий разрабатывались в Европе, значительная часть детальной информации о них была по крупицам собрана за 25 лет, прошедших после публикации юбилейного сборника, посвященного 50-летию журнала Economic Geology. На последующих страницах мы дадим обзор разнообразных геологических особенностей месторождений этого класса и критически оценим ряд предлагавшихся интерпретаций их происхождения. В основе нашего подхода лежит сравнение характерных черт широкого круга месторождений, поиски систематических вариаций, позволяющих сделать выбор между различными генетическими концепциями, и выявление наиболее уязвимых мест в наших современных представлениях об этих месторождениях.

Сингенез — диагенез — эпигенез. При рассмотрении происхождения стратиформных месторождений в осадочных породах невозможно избежать обсуждения понятий «сингенез», «диагенез» и «эпигенез». Неразбериха, связанная с этими тремя понятиями, часто приводила к горячим спорам, в значительной мере препятствовавшим пониманию генезиса рассматриваемых

месторождений. Причина путаницы заключалась отчасти в искусственности жесткого подразделения на стадии непрерывного ряда процессов, протекающих от начала седиментации до метаморфизма, отчасти в наделении обсуждаемых понятий множеством часто противоречащих друг другу значений вследствие национальной, исторической и узкопрофессиональной специфики групп исследователей и отчасти в том, что, как правило, были плохо определены граничные физические параметры тех систем, к которым понятия относились. Легкого выхода из этих затруднений не существует, и всех, кто желает глубоко ознакомиться с содержанием и историей предмета, мы отсылаем к превосходному обзору Дюнуайе де Сегонзака [56].

Понятия «сингенез», «диагенез» и «эпигенез» в применении к рудообразованию нуждаются в четких формулировках, а физические границы соответствующих систем должны быть ясно очерчены. Этим требованиям удовлетворяют определения, предложенные в содержательном обзоре Туртло и Вайна [197]:

«*Сингенетическим* называется отложение или образование минералов одновременно с заключающим их осадком.

Диагенетическим называется постседиментационное образование новых минералов в результате реакций взаимодействия (приводящих систему в физико-химическое равновесие) между первичными обломочными и хемогенными минералами осадка и поровыми растворами и газами из пород той же толщи. Подразумевается, что компоненты, входящие в состав новообразований, имелись в пределах всей толщи осадков уже в период седиментации.

Эпигенетическим называется постседиментационное образование новых минералов, особенно рудных, в результате химических реакций между первичными компонентами осадочной породы и растворами из внешнего источника. В прошлом под эпигенетическими обычно подразумевались процессы с участием гидротермальных растворов магматического происхождения, но в последние годы этот термин распространен и на минералообразование, агентом которого служили вадозные грунтовые воды; они могли проникнуть в водоносные пласты после того, как последние были наклонены в результате тектонического воздымания и затем частично срезаны эрозией».

Согласно приведенным определениям и если объем системы ограничивать контурами самого месторождения, большинство стратиформных медных месторождений в осадочных породах следовало бы считать эпигенетическими, потому что рудные минералы, как будет показано ниже, образовались, вероятнее всего, по окончании осадконакопления в результате взаимодействия первичных компонентов осадочных пород с растворами, пришедшими извне (по отношению к непосредственно рудовмещающим породам). Однако если пределы системы раздвинуть далеко за рамки месторождения и включить в нее весь бассейн осадконакопления или весь комплекс его отложений, что больше отвечает обычному пониманию диагенеза литологами [56], то месторождения следует считать диагенетическими. Мы отдаем предпочтение именно такому подходу, поскольку при этом рудообразование рассматривается как результат эволюции седиментационного бассейна, а эмоциональные и бесплодные споры между «сингенетиками» и «эпигенетиками» теряют почву. Хотя приведенное выше заявление, будучи основано на данных, рассматриваемых далее, составляет главный вывод настоящей статьи, мы упомянули его, чтобы сразу стало ясным, какое содержание вкладывается нами в термины «сингенетический», «диагенетический» и «эпигенетический».

Промышленное значение

Сравнение месторождений по экономическим параметрам затруднено, поскольку сведения о запасах руд и добыче часто неполны или недоступны. Но, к счастью, в докладе Комиссии по минеральным ресурсам и проблемам окружающей среды Национальной Академии наук США (COMRATE) [38] обобщены новые статистические данные по медным месторождениям мира, опубликованные Пелиссоннье [141], Геологической службой США [40, 172] и, кроме того, содержащиеся в неопубликованном весьма содержательном труде сотрудников корпорации AMAX. Роль больших месторождений в балансе запасов подчеркивается тем фактом, что 40 крупнейших объектов составляют всего 28% общего числа месторождений, учтенных Комиссией, но в них заключено 84,8% мировых запасов меди.

На рис. 2 показана для различных стратиформных медных месторождений зависимость содержания меди от запасов руды на месторождении (включая и уже добытую руду), выраженных здесь и далее в статье в метрических тоннах. Для сравнения показаны такого же рода соотношения для медно-порфировых и вулканогенных медноколчеданных месторождений. На диаграмме видно, что на каждом из следующих крупнейших стратиформных месторождений в осадочных породах — польском Любин (три рудника на одной непрерывной залежи), замбийских Нчанга, Муфулира, Лваншья и Рокана, а также заирских Тенке и Фунгуруме (вместе) содержится около 10 млн. т и более меди. Это позволяет отнести их по классификации COMRATE к группе гигантских и ставит в один ряд с самыми крупными медно-порфировыми месторождениями Чукикамата и Эль-Теньенте. Но в отличие от медно-порфировых месторождений гигантские стратиформные месторождения в осадочных породах обладают значительно более высокими

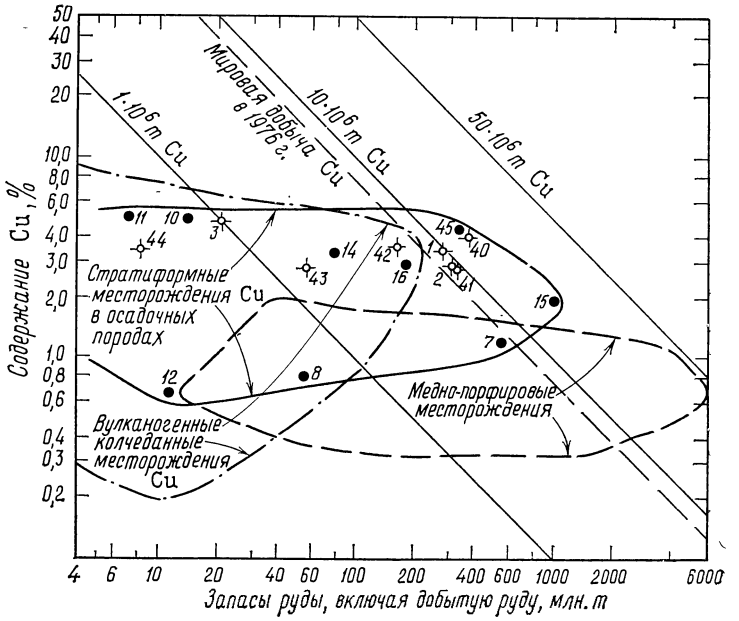


Рис. 2. Соотношения между содержаниями меди и запасами руды в медных стратиформных месторождениях среди осадочных пород. Светлые кружочки со штрихами соответствуют месторождениям Замбии [65]. Поля для медно-порфировых и вулканогенных колчеданных месторождений показаны по Сингеру и др. [172].

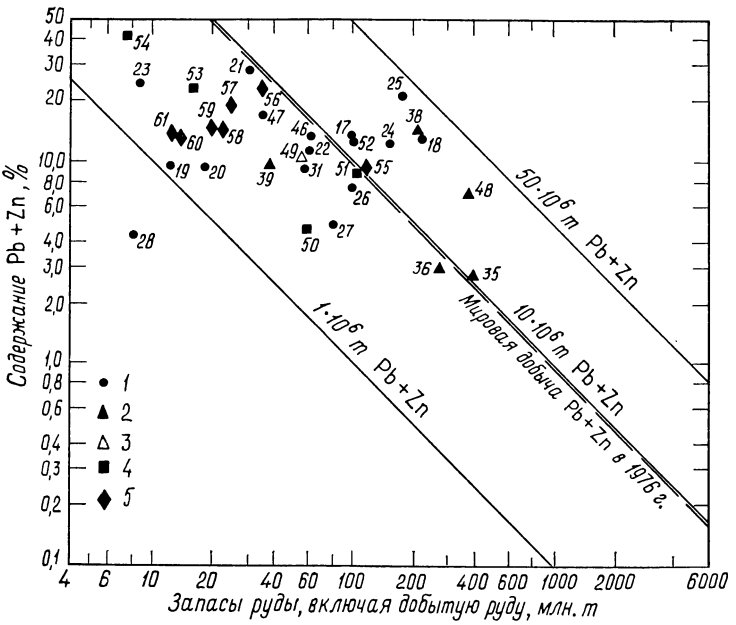


Рис. 3. Соотношения между содержаниями металлов и запасами руды в стратиформных свинцово-цинковых месторождениях среди осадочных пород в сопоставлении с такими же данными для других типов свинцово-цинковых месторождений. *1* — стратиформные месторождения в осадочных породах; *2* — рудные районы типа долины Миссисипи *3* — месторождение того же типа; *4* — вулканогенные колчеданные месторождения; *5* — прочие месторождения: жильные, типа манто, скарновые и т. д.

содержаниями меди в руде. Это справедливо, несмотря на тот факт, что приводимые нами размеры запасов зависят от принятых бортовых содержаний, которые разнятся от месторождения к месторождению и от страны к стране. Неизвестны, к сожалению, сведения о запасах других месторождений Заира, а также месторождений Джезказган и Удокан, СССР, вероятно относящихся к гигантским. Из менее крупных стратиформных месторождений в осадочных породах американские Уайт-Пайн и Спар-Лейк сравнимы по размерам со многими средними и небольшими медно-порфировыми месторождениями, а прочие месторождения из нашего списка — с теми крупными вулканогенными колчеданными месторождениями, для которых характерны повышенные содержания меди.

Согласно данным сводки COMRATE, по относительной доле известных мировых запасов меди, приходящихся на месторождения того или иного типа, и по количеству крупных месторождений с запасами более 2,9 млн. т меди (из общего числа 46 известных месторождений такого размера) на первом месте стоят медно-порфировые месторождения (52,4% запасов и 32 крупных месторождения), на втором — стратиформные месторождения в осадочных породах (26,9% и 11 крупных месторождений), далее идут вулканогенные колчеданные (9,9% и 2 крупных месторождения) и прочие месторождения разного генезиса (10,8% и 1 месторождение).

Сведения о запасах свинца и цинка оказываются гораздо более скудными. Наиболее полная из опубликованных сводок по свинцу и цинку принадлежит перу Бошо [12], который собрал данные о большом количестве месторождений, но представил их в виде запасов только для индивидуальных месторождений и рудных районов. Пользуясь сведениями из различных источников, мы показали на рис. 3 соотношения запасов руды и содержаний

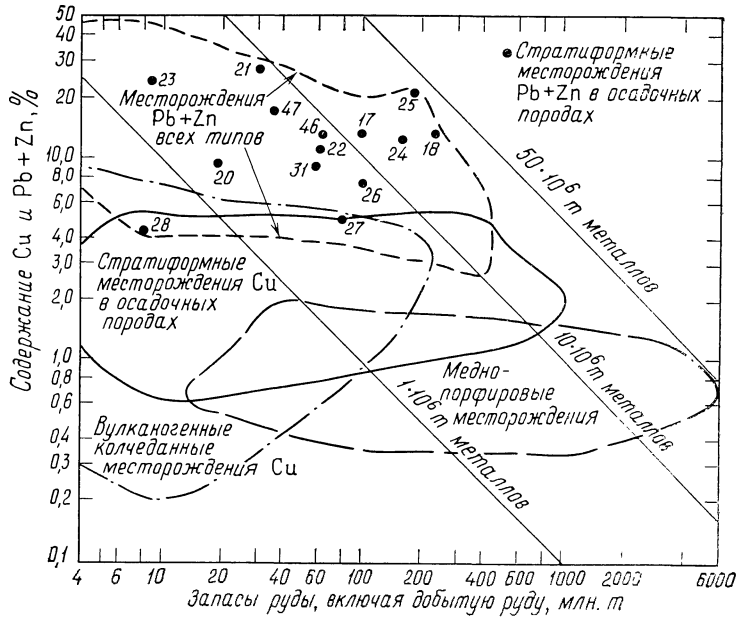


Рис. 4. Сравнение соотношений между содержаниями металлов и запасами руды на различного типа медных и свинцово-цинковых месторождениях. Точки, соответствующие отдельным стратиформным свинцово-цинковым месторождениям в осадочных породах, показаны внутри поля для Pb-Zn-месторождений всех типов, очерченного по данным рис. 3.

металлов на 33 самых крупных свинцово-цинковых месторождениях мира. Подборка ни в коей мере не может считаться полной, поскольку нам не удалось найти надежные цифры для месторождений Серро-де-Паско (Перу), Фрейбург (ФРГ) и для многих крупных месторождений, открытых в последние годы. Для минерализации типа долины Миссисипи нанесенные данные относятся преимущественно к рудным районам в целом, а не к отдельным месторождениям. Такой рудный район соответствует в большинстве случаев одной минералообразующей системе, и его деление на несколько самостоятельных рудников объясняется либо прерывистостью оруденения, либо игрой случая.

Из 10 крупнейших свинцово-цинковых месторождений с суммарными запасами свинца и цинка более 10 млн. т 5 являются стратиформными в осадочных породах. Самое крупное из них и одно из богатейших по содержанию металлов — легендарное месторождение Брокен-Хилл в Австралии. Его ближайшими конкурентами являются комплексные месторождения типа долины Миссисипи в Верхней Силезии (Польша) и еще не освоенное месторождение Мак-Артур-Ривер в северной Австралии.

На рис. 4 соотношения содержаний металлов с запасами для свинцово-цинковых месторождений сопоставлены с такими для трех ведущих типов медных месторождений. Сравнение показывает, что, хотя диапазон колебания содержаний металлов в месторождениях обоих родов сравним, сами содержания на свинцово-цинковых месторождениях значительно выше, чем на медных, и разница эта сохранится, даже если содержания свинца и цинка наносить раздельно. Причины такого различия многообразны и только частично являются геологическими. Поэтому в основном они находятся вне рамок нашего обзора. К ним относятся такие факторы, как расхождения в удельной стоимости разработки залежей руд разных типов, которым присущи

различные морфология и размеры рудных тел, а также исторически сложившиеся расхождения в ценах на медь и свинец с цинком, что в свою очередь определялось отчасти размерами открываемых месторождений и содержаниями в них металлов. К числу подобных факторов, возможно, относится и тенденциозная направленность поисково-разведочных работ вследствие затруднений в оценке перспектив рудоносности непривычных комплексов пород. Возьмем в качестве примера крупное свинцово-цинковое месторождение в песчаниках Лайсвалль (Швеция), сравнимое по содержанию металлов и масштабам оруденения с такими медными стратиформными месторождениями в осадочных породах, как Мансфельд, Конкола и Маунт-Айза (медное). Поскольку Лайсвалль и Ларжантьер во многом подобны медным месторождениям в песчаниках, они, хотя и игнорировались ранее, должны в глазах геологов выглядеть как заслуживающие разведки значительные объекты, особенно если учесть примеси серебра, содержание которого в рудах месторождения Ларжантьер составляет около 80 млн$^{-1}$. Но такие месторождения вряд ли могли быть обнаружены в ходе обычных поисково-разведочных работ, не нацеленных специально на поиски свинцово-цинковых месторождений в песчаниках, а если и были бы случайно открыты, то все равно большинство геологов, не зная об их истинных масштабах, едва ли стали бы настаивать на разбуривании столь бедных свинцово-цинковых рудопроявлений.

Сравнение по описательным признакам

Ассоциации металлов. *Cu — Pb — Zn.* Соотношения весовых количеств меди, свинца и цинка в рассматриваемых стратиформных месторождениях, приуроченных к осадочным породам, приведены на рис. 5. В связи с отсутствием сведений о содержаниях второстепенных компонентов многие точки располагаются в периферической части диаграммы, не попадая ближе к ее середине. Но и при учете таких данных изменения в положении точек оказались бы в большинстве случаев незначительными.

Диаграмма (рис. 5) иллюстрирует поразительное и хорошо известное явление разобщения меди со свинцом и цинком на стратиформных месторождениях в осадочных породах. Руды с промышленными содержаниями свинца и цинка встречены на очень немногих медных месторождениях. На месторождениях медистых сланцев Европы они совсем не так обильны, как это можно вывести по положению точки, характеризующей средние соотношения для всего бассейна, и вполне вероятно (но еще не доказано), что медь и свинец с цинком месторождения Маунт-Айза связаны с совершенно независимыми эпизодами минералообразования. Хотя на рис. 5 можно видеть широкий диапазон вариаций отношения Pb/Zn, как и для месторождений типа долины Миссисипи (данные для них не наносились), среди последних месторождения, обогащенные свинцом, встречаются гораздо чаще, чем среди разбираемых.

В районе Мак-Артур-Ривер устанавливается необычный постепенный переход между медной и свинцово-цинковой минерализацией. В небольших секущих рудных залежах Кули и Ридж, которые, вероятно, служили рудоподводящими структурами для минерализации согласной рудной залежи Ридж-II, расположенной в висячем боку главной залежи H.Y.C.[1], отношения металлов в последовательных разрезах обнаруживают закономерный тренд, показанный на рис. 5 (по Вилльямсу [218]): сначала уменьшается доля меди относительно свинца и цинка, затем растет доля цинка по отношению к свинцу.

[1] Сокращенное Here's your chance —«Здесь ваша удача».— *Прим. перев.*

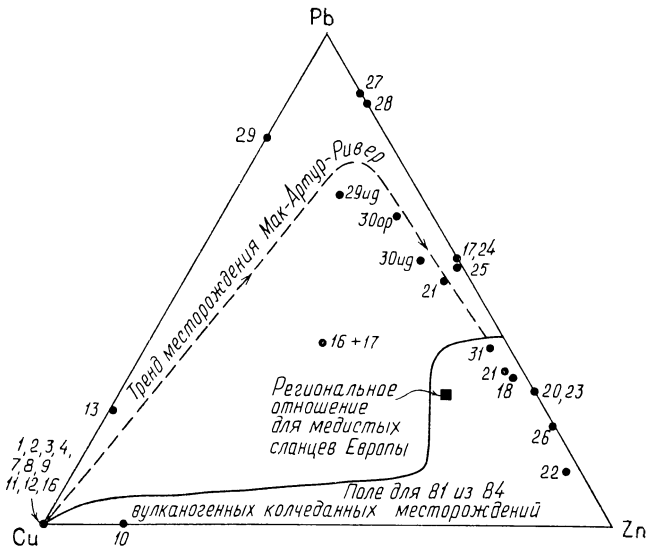


Рис. 5. Соотношения содержаний Cu, Pb и Zn (мас.%) в стратиформных месторождениях среди осадочных пород. Поле для вулканогенных колчеданных месторождений показано по Пелиссоннье [141]. Региональные значения отношений металлов для медистых сланцев Европы заимствованы у Ренцша [144], они показывают повышенное, но непромышленное содержание Pb и Zn. Тренд для района Мак-Артур-Ривер (по Уильямсу [218]) соответствует мелким секущим рудным залежам, расположенным между разломом Эму и главной залежью H.Y.C.

Для сравнения на рис. 5 нанесено поле вариаций отношений металлов для 81 из 84 вулканогенных колчеданных месторождений, фигурирующих в сводке Пелиссоннье [141]. Тот факт, что это поле по положению сильно отличается от такового для стратиформных месторождений в осадочных породах, свидетельствует о фундаментальных различиях между этими двумя классами месторождений.

Железо. Хотя железо обладает широким распространением и играет заметную роль в стратиформных месторождениях в осадочных породах, о его содержаниях сообщают редко. Тем не менее ясно, что в месторождениях, обогащенных медью, его содержание обычно низкое [141], что связано с низким содержанием пирита. Пирит играет роль второстепенного минерала в большинстве халькозин-борнит-халькопиритовых зон этих месторождений и обычно отсутствует в богатых медью или в сильно метаморфизованных борнитовых зонах. Количество пирита невелико даже в халькопирит-пиритовых зонах, а также в пиритовых ореолах, окружающих большинство месторождений. На отдельных месторождениях, например Уайт-Пайн и Крета, наблюдаются текстурные признаки былого присутствия пирита; он псевдоморфно замещен сульфидами меди. Месторождение Маунт-Айза (Cu) представляет собой наиболее яркое исключение, так как оно богато железом (около 10,5% [184]) в форме пирита и халькопирита.

Месторождения богатых свинцово-цинковых руд среди осадочных пород часто содержат довольно много железа по сравнению с медными месторождениями (табл. 1). Но имеется ряд свинцово-цинковых месторождений, бедных сульфидами железа, например Брокен-Хилл, Говард-Пасс, Лайсвалль и Ларжантьер.

Многие стратиформные свинцово-цинковые месторождения среди осадочных пород пространственно ассоциируются с сульфидными или окисными фациями железистых кварцитов. Сульфидные фации железистых кварцитов,

сходные с образованиями того типа, что обнаружены в районе Айрон-Ривер—Кристалл-Фолс, штат Мичиган [97], особенно хорошо развиты по соседству с североавстралийскими месторождениями Маунт-Айза, Леди-Лоретта и Мак-Артур-Ривер [222]. Окисные фации железистых кварцитов сопровождают месторождения Брокен-Хилл [185] и Пегмонт [188] в Австралии, Гамсберг [153] и Аггенейс [4] в ЮАР и Тайнаг в Ирландии [167]. Но все эти месторождения, за исключением месторождения Тайнаг, являются, к сожалению, древними и залегают в толщах интенсивно-метаморфизованных пород. На месторождениях Пегмонт, Гамсберг и Аггенейс сфалерит и галенит тесно ассоциируются с богатыми магнетитом железистыми кварцитами, тогда как на Брокен-Хилле они пространственно разобщены. Железистые кварциты Брокен-Хилла, состоящие из кварца, магнетита и апатита, слагают несколько горизонтов стратиграфического разреза, и по крайней мере два из них коррелируются с горизонтами свинцово-цинковых руд [101]. Стентон [185, 188] сравнил свинцово-цинковые рудные залежи, ассоциирующиеся с железистыми кварцитами, с подобными ассоциациями в районах развития вулканогенных колчеданных месторождений и использовал существование таких ассоциаций как свидетельство генетического родства этих двух типов месторождений. Он полагает, что и те, и другие возникли в связи с эксгаляциями на морском дне, и рассматривает сульфидную и окисную фации как отражение соответственно преобладания восстановительных условий в одних участках и окислительных, благоприятных для осаждения только железа — в других. На месторождении Тайнаг галенитовая и сфалеритовая минерализация образует несогласные залежи в известняках [49, 154], переслаивающихся с железорудными отложениями [167]. Хотя последние рассматривались как эксгаляционные отложения тех же гидродинамических систем, с которыми связаны свинцово-цинковые залежи [49], синхронность этих образований пока надежно не доказана и некоторыми геологами оспаривается.

Серебро. Содержания серебра в рудах тех месторождений, для которых имелись данные, на рис. 6 сопоставлены с содержаниями меди и суммы свинца и цинка; для сравнения приведены аналогичные соотношения для месторождений ряда других типов. Концентрации серебра как в медных, так и в свинцово-цинковых месторождениях крайне изменчивы, и в них слабо выражены какие-либо систематические вариации.

Для медистых сланцев характерна поразительная корреляция серебра с медью, а не со свинцом [207]. Сходная ассоциация обнаружена в рудах Джезказгана, где содержание примеси серебра в сульфидах возрастает в ряду галенит — халькопирит — борнит — халькозин [175]. В противовес этому на месторождении Маунт-Айза медные руды намного беднее серебром, чем свинцово-цинковые, в которых серебро находится в основном в сульфосолях мышьяка и сурьмы [149]. Причины таких противоположных тенденций установить трудно, так как не выяснено, в какой форме находится серебро в рудах: в виде самостоятельных минералов или изоморфной примеси в главных сульфидных минералах [129]. Решить этот вопрос можно лишь с помощью гораздо более детального, чем ранее проводившееся, исследования особенностей распределения серебра в различных стратиформных месторождениях среди осадочных пород. Пока таких сведений нет, нам представляются преждевременными попытки использовать установленные тенденции для решения разнообразных вопросов рудообразования, например для выяснения особенностей комплексообразования с участием металлов в рудообразующих флюидах разного состава [7].

Как можно видеть из рис. 6, для месторождений типа долины Миссисипи характерны очень низкие содержания серебра, что было использовано Бошо [12] в качестве отличительной особенности месторождений этого

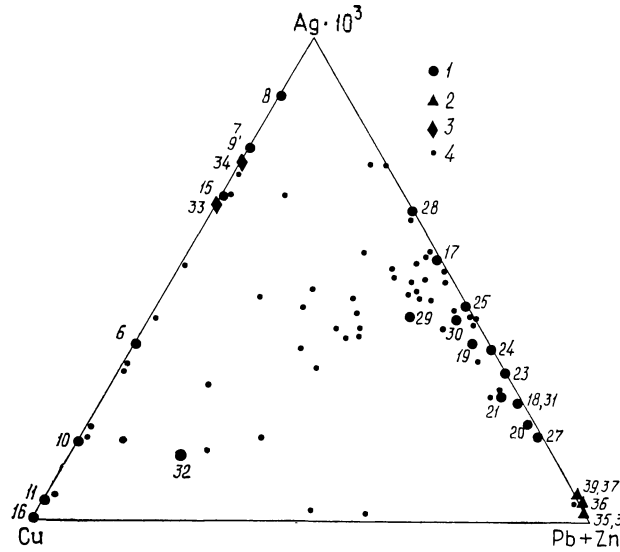


Рис. 6. Соотношение содержаний Cu, (Pb + Zn) и Ag·10³ (в мас.%) в стратиформных месторождениях в осадочных породах и месторождениях других типов. Мелкие точки без номеров соответствуют вулканогенным колчеданным месторождениям, фигурирующим в сводке Хатчинсона [96]. Данные для Cu-Ag-месторождений Ирландии заимствованы у Моррисси и др. [132]. *1* — стратиформные месторождения в осадочных породах; *2* — месторождения типа долины Миссисипи; *3* — Cu-Ag-месторождения Ирландии; *4* — вулканогенные колчеданные месторождения.

типа. Низкая концентрация серебра в рудах месторождения Лайсвалль усиливает вывод о сходстве его с месторождениями типа долины Миссисипи [147] и находится в резком контрасте с повышенным его содержанием в очень близких по облику свинцово-цинковых рудах среди песчаников месторождения Ларжантьер. Если удастся понять природу этого различия, мы сможем приблизиться к пониманию причин вариаций содержания серебра в пределах более обширного круга месторождений среди осадочных пород.

В отношении распределения серебра на рис. 6 не усматривается никаких заметных различий между стратиформными в осадочных породах и вулканогенными колчеданными месторождениями.

Кобальт. Значительные концентрации этого металла установлены во многих медных стратиформных месторождениях среди осадочных пород совершенно определенных регионов. Месторождения Замбии и особенно Заира служат крупными мировыми источниками кобальта. Он содержится также в рудах месторождений Маунт-Айза (Cu) и Болео, что явилось, вероятно, результатом сильно выраженного сродства кобальта к мафическим породам, в изобилии имеющимся в лежачем боку рудных залежей упомянутых месторождений. На Маунт-Айзе кобальт концентрируется в более богатых и более кремнеземистых частях меднорудных залежей, близ разлома Бейсмент и мафических вулканитов лежачего бока [42, 180]. Но мафические породы, которые могли бы быть источником кобальта, на месторождениях Медного пояса не обнаружены, а мафические породы, более молодые, чем рудные тела, по-видимому, не оказывали влияния на оруденение [128]. Особенности распределения кобальта на отдельных месторождениях Медного пояса также еще не нашли объяснения. На месторождениях Рокана и Чибулума характерно обогащение кобальтом халькопиритовых и халькопирит-пиритовых руд. На месторождениях Заира, наоборот, наиболее обогащены им халькозин-борнитовые руды [50].

Барий. Барий в виде барита является спутником многих стратиформных свинцово-цинковых месторождений, приуроченных к глинистым сланцам. Массивные его скопления известны на месторождениях Раммельсберг, Мегген, Силвермайнс и Леди-Лоретта. Обычным второстепенным минералом барит является на многих других месторождениях, как свинцово-цинковых, так и медных. Поскольку барий в сравнительно больших количествах встречается во многих обычных осадочных породах, данные о его содержаниях на большинстве месторождений отсутствуют, и поэтому трудно выяснить, следует ли рассматривать этот барит как результат существенного обогащения пород барием или нет. Однако отсутствие значительного обогащения им стратиформных медных месторождений является бесспорным и показательным.

Рений и молибден. Повышенные концентрации этих двух металлов в приуроченных к осадочным породам стратиформных медных месторождениях интересны в генетическом отношении, а в некоторых случаях имеют и промышленное значение [134]. Рений извлекается из руд Джезказганского месторождения, где его содержания достигают примерно 100 млн$^{-1}$; он присутствует там в виде самостоятельного минерала джезказганита. В медистых сланцах содержание рения поднимается до нескольких сотен млн$^{-1}$ [209]. Отношение рения к молибдену в рудах некоторых месторождений СССР, по данным Наркелюна и Юргенсона, колеблется от 1 : 20 до 2 : 1. В медно-порфировых месторождениях, другом крупном источнике рения, где он заключен в молибдените, указанное отношение варьирует от 1 : 500 до 1 : 250 [190]. К особенностям химии рения относятся множество состояний окисления и исключительно высокая растворимость соединений с Re^{7+}. Поэтому высокое рений-молибденовое отношение позволяет предполагать перенос металлов в растворах с высоким окислительным потенциалом.

Возраст. Стратиформные месторождения в осадочных породах формировались в широком временно́м диапазоне — от 2000 млн. лет назад до настоящего времени. Особенности этого хронологического интервала в плане общей эволюции земной коры были проанализированы Мейером ([130], см. также настоящий сборник). Он указывает, что формировавшиеся до рубежа 1800 млн. лет назад крупные месторождения меди, цинка и свинца относились преимущественно к типу вулканогенных колчеданных. В дальнейшем, до начала фанерозоя, преобладали стратиформные месторождения в осадочных породах, не обладающие тесной связью с вулканизмом. Он связывает эти изменения с переходом от тектоники архейского типа, в которой большую роль играла неглубоко расположенная мантия, к стабильным кратонным условиям протерозоя, а также с сопряженным изменением условий в океанах от восстановительных до окислительных.

Наиболее крупные из известных медных и свинцово-цинковых месторождений — Удокан и Бкроен-Хилл — являются одновременно одними из древнейших. По опубликованным данным, возраст Удокана равен 2000 млн. лет [19], а Брокен-Хилла — древнее 1700 млн. лет [101]. Повышенное содержание свинца на Брокен-Хилле и сравнительно подчиненное развитие вулканитов в мощных толщах обломочных пород Удокана свидетельствуют о формировании обоих месторождений в континентальных условиях в отличие от архейских вулканогенных колчеданных месторождений.

Из прочих свинцово-цинковых стратиформных месторождений с запасами металлов более 10 млн. т преобладающая часть образовалась в течение среднего протерозоя, а большинство медных месторождений примерно такого же масштаба — в позднем протерозое. Множество месторождений имеют фанерозойский возраст. Наиболее яркими представителями раннепротерозойских месторождений являются свинцово-цинковые месторождения западной Канады и Швеции (например, Говард-Пасс, Фаро, Лайс-

валль). Примеры медных месторождений того же возраста в СССР, КНР и на Среднем Востоке приведены в работе Наркелюна и др. [135]. Крупные месторождения ФРГ образовались в девоне.

Важнейшие фанерозойские медные и свинцово-цинковые месторождения, особенно в Европе и СССР, сформированы в карбоне и перми. Открытие одного гигантского месторождения Любин сразу поставило Польшу в ряд крупных производителей меди, а Джезказган считают одним из главных медьдобывающих рудных районов мира, хотя цифры его запасов не опубликованы. Свинцово-цинковые месторождения Ирландии также образовались в карбоне. Известные месторождения в отложениях более молодого возраста, как правило, невелики.

Структурное положение. Большинство стратиформных месторождений в осадочных породах располагаются во внутрикратонных регионах и обычно приурочены к контролируемым разломами бассейнам осадконакопления. Каких-либо иных существенных закономерностей тектонического контроля рассматриваемых месторождений, по-видимому, не наблюдается. Пелиссоннье [141] считает, что стратиформные медные месторождения типа медистых сланцев являются посторогенными и связаны с молассовыми прогибами. Многие свинцово-цинковые месторождения он тоже включает в эту группу. Однако разнообразие литологических и тектонических условий, свойственных медным и свинцово-цинковым месторождениям, требовало бы в таком случае чрезвычайного расширения понятия «молласа», а установление связи оруденения с предшествующим (или последующим) орогеническим циклом — дело в достаточной мере трудное. Наркелюн и др. [135] приводят целый ряд разнообразных условий локализации стратиформных медных месторождений в платформенных структурах.

За редкими исключениями, стратиформные месторождения в осадочных породах, вероятно, не связаны с тектоническими процессами, происходящими у активных границ литосферных плит. Многие из особенно крупных месторождений, бесспорно, образовались в протерозое, в течение которого тектоника плит вряд ли вообще функционировала. До тех пор пока мы не научимся лучше понимать широкомасштабные процессы глобальной геодинамики, проявляющиеся в тектонических движениях в пределах кратонов и в перемещениях литосферных плит, тектоника плит в ее современном состоянии представляется нам ненадежной для построения на ее основе классификации рассматриваемых месторождений.

Локальные структурные условия размещения 28 разбираемых здесь месторождений можно разделить на 4 типа (табл. 4): 1) у окраин контролируемых разломами седиментационных бассейнов; 2) у окраин бассейнов, насколько известно не контролируемых разломами; 3) в контролируемых разломами центральных частях бассейнов; 4) в центральных частях бассейнов, лишенных заметного контроля со стороны разломов. Для некоторых месторождений принадлежность к тому или иному типу локализации указана в табл. 4 без большой уверенности из-за отсутствия достаточно полных сведений в имеющихся публикациях. Обычной локальной структурной особенностью геологии месторождений, отмечаемой в табл. 4, является пространственная связь оруденения с участками выклинивания (pinchout) или уменьшения мощности (pinchdown) пластов рудовмещающих или подрудных обломочных пород около поднятий палеорельефа. Отмечено также несколько случаев, когда на локализацию оруденения, по-видимому, оказывали влияние пликативные структуры рудовмещающих горизонтов.

С каждым из выделенных типов структурных позиций связаны свои сложности и неясности, заслуживающие детального обсуждения, но здесь мы акцентируем внимание в основном на различиях этих позиций. Общей чертой для них, на наш взгляд, служит такая геологическая ситуация, при

Таблица 4. **Тектоническое положение стратиформных месторождений в осадочных породах**

Название	Окраина бассейна, контролируемая разломами	Окраина бассейна, не контролируемая разломами	Контролируемая разломами центральная часть бассейна	Не контролируемая разломами центральная часть бассейна
Муфулира		X B		
Рокана		X B		
Чибулума		X B		
Шаба		X		
Удокан		(?)		(?)
Редстон-Ривер	X (?)			
Уайт-Пайн		X B		
Спар-Лейк			(?)	X (?) C
Крета				X
Болео	X B		(?)	(?) C
Насимьенто			(?)	(?)
Джезказган	(?)	(?) B		
Мансфельд	X B			
Любин	X B			
Маунт-Айза	X			
Мак-Артур-Ривер	X B			
Тайнаг			X	
Сплвермайнс			X	
Раммельсберг				X (?)
Мегген				X (?)
Леди-Лоретта	(?)		X (?) (C?)	
Салливан			X	
Брокен-Хилл				
Говард-Пасс			(?)	
Лайсвалль		(?)		
Ларжантьер	X B			

B — выклинивание или уменьшение мощности рудовмещающих или подрудных горизонтов обломочных пород около поднятий палеорельефа. C — положение рудных тел, по-видимому, контролируется складками во вмещающих породах.

которой подземные воды седиментационных бассейнов могли перемещаться к мелководным участкам (где отлагались сульфиды), двигаясь по восстанию водопроницаемых пластов и (или) вкрест толщи по разломам.

Региональная стратиграфия и литология вмещающих пород. Особенности стратиграфического разреза региона являются отражением специфики его тектонического развития и определяют возможности поступления и химический состав рассолов седиментационного бассейна, которым обычно приписывается роль рудообразующих растворов для месторождений данного типа. В табл. 5 эти месторождения распределены соответственно четырем типам регионально-стратиграфических условий рудонакопления.

1. Отложение руд совместно с осадками первой морской трансгрессии после накопления континентальных красноцветных отложений. Подобная ситуация рассматривается многими геологами в качестве принципиально важной особенности медных месторождений Медного пояса Замбии, медистых сланцев Европы и месторождения Уайт-Пайн. В каждом из перечисленных случаев месторождения располагаются на периферии бассейна, заполненного крупнозернистыми красноцветными осадочными породами моласcового типа, и в основании вышележащей толщи восстановленных морских осадочных пород. На месторождениях Замбии и медистых сланцев Европы обломочные красноцветы залегают на эродированной поверхности метаморфических пород фундамента; и, судя по присутствию ангидрита и гипса,

они формировались в условиях аридного климата. На месторождении Уайт-Пайн фундамент практически согласно перекрыт мощной толщей толеитовых базальтов серии Кивино (поздний протерозой). Эвапориты не отмечались, но они могут залегать в рифтовой системе и под озером Верхним. Аналогичная обстановка обнаруживается в Заире и на месторождении Болео.

2. Рудонакопление в толще морских отложений, содержащих красноцветы. Из месторождений, не относящихся к первому типу, большинство медных и ряд свинцово-цинковых месторождений (табл. 5) образовались не в столь специфических условиях, как только что описанные. В стратиграфических разрезах регионов преобладают не континентальные, а морские отложения, хотя попадаются и озерные. В медных месторождениях обычно наблюдается тесная ассоциация рудоносных серых и переслаивающихся с ними безрудных красных осадочных пород, причем осадки обоих типов накапливались в литоральных условиях. Свинцово-цинковые месторождения этой группы характеризуются, как правило, более отдаленной ассоциацией с красноцветами и эвапоритами. Сюда отнесено и месторождение Маунт-Айза, хотя красноцветы и не были обнаружены в группе Маунт-Айза: первично красноцветные песчаники имеются в нескольких километрах под месторождением, а часть рудовмещающих пород отлагалась в эвапоритовых условиях. Аналогичным образом красноцветы не наблюдаются в районе месторождения Говард-Пасс, но описаны в кембрийской — ордовикской части разреза этого региона.

Таблица 5. **Стратиграфическое положение рудных залежей стратиформных месторождений в осадочных породах**

Название	В трансгрессивных «морских» осадках, перекрывающих континентальные красноцветы	В толще «морских» отложений с красноцветами	В толще континентальных красноцветных отложений	В толще «морских» отложений без красноцветов
Муфулира	X			
Рокана	X			
Чибулума	X			
Шаба	X			
Удокан		X		
Редстон-Ривер		X		
Уайт-Пайн	X			
Спар-Лейк		X		
Крета		X		
Болео	X			
Корокоро			X	
Насимьенто			X	
Джезказган		X		
Мансфельд	X			
Любин	X			
Маунт-Айза		X (Д)		
Мак-Артур-Ривер		X		
Тайнаг		X		
Силвермайнс		X		
Раммельсберг				X
Мегген				X
Леди-Лоретта		X		
Салливан				X
Брокен-Хилл				
Говард-Пасс		X (Д)		
Лайсвалль				?
Ларжантьер			X (ЛБ)	

Под «морскими» понимаются и толщи с ограниченным количеством морских и озерных осадков. Д — красноцветы в разрезе имеются, но далеко от месторождения или от рудных горизонтов.

3. Отложение руд в континентальных красноцветных толщах. Насимьенто и Корокоро — исключительно крупные представители очень распространенных, но обычно мелких по размерам медных месторождений в красноцветах. Рудовмещающими породами чаще всего служат красные речные песчаники. Свинцово-цинковое месторождение Ларжантьер залегает в толще озерно-речных обломочных пород, которые не относятся к красноцветным, но непосредственно подстилаются пермскими красноцветами. На месторождениях данной группы в большом количестве встречается гипс, отложившийся, по всей видимости, в аридных условиях либо из соленых грунтовых вод, либо в соляных озерах.

4. Рудоотложение в толщах с преобладанием морских осадков при отсутствии красноцветов или эвапоритов. Из рассматриваемых в работе месторождений только для Салливана, Меггена и Раммельсберга не обнаружено никакой связи с красноцветными отложениями или эвапоритами (не считая Брокен-Хилла и Лайсвалля, для которых вопрос остается открытым). Поскольку мы дальше приходим к заключению, что ассоциация с такими образованиями составляет важную особенность стратиформных месторождений в осадочных породах, указанные исключения заслуживают особого внимания. Упомянутая особенность, возможно, указывает на генетическую специфику этих месторождений. Но не исключено также, что признаки былого наличия эвапоритов и красноцветов в разрезах рудовмещающих толщ просто не были замечены. Например, в опубликованной литературе всего пять лет назад почти не было сведений об эвапоритах в среднепротерозойских отложениях северной Австралии.

Проницаемость после раннего диагенеза. Главным возражением против эпигенетического происхождения стратиформных месторождений в осадочных породах служит полное отсутствие корреляции между минерализацией и проницаемостью вмещающих пород. Оруденение обычно приурочено к весьма тонкозернистым, труднопроницаемым осадочным породам, которые были, вероятно, практически непроницаемы для растворов на протяжении всего своего существования после раннего диагенеза. На некоторых месторождениях низкая проницаемость характерна и для непосредственно рудовмещающих, и для окружающих последние пород. В этих случаях перенос большого количества минералообразующих флюидов через вмещающие породы мог происходить только до уплотнения осадков. Более того, латеральное перемещение рудообразующих элементов на расстояния, сопоставимые с горизонтальными размерами рудной залежи, вероятнее всего, происходило над границей раздела осадок — вода. На ряде месторождений, однако, непосредственно в лежачем и (или) висячем боку труднопроницаемого рудоносного горизонта имеются пласты сравнительно более проницаемых осадочных пород. Таким образом, оруденелая порода находится в пределах всего нескольких метров от водоносного горизонта, который мог поставлять большие количества минералообразующих флюидов в течение длительного периода времени после уплотнения рудоносных пород. Краткость расстояния, которое нужно преодолеть в этом случае рудообразующим компонентам путем медленного просачивания растворов или диффузионно, позволяет поставить вопрос о возможности рудообразования по прошествии значительного времени после уплотнения рудовмещающих осадков. В табл. 1 в столбце, названном «Проницаемость ПРД», первый случай обозначен буквой Н (непроницаемые породы), а второй, включая и случаи хорошей проницаемости самих рудовмещающих пород — буквой П (пластовая проницаемость). К третьей категории Т (миграция по трещинам) отнесены месторождения, на которых трещиноватость вмещающих пород могла создать условия для миграции минералообразующих растворов. Эта последняя ситуация не накладывает практически сколь-нибудь серьезных ограничений

на степень запаздывания рудообразования относительно времени отложения рудовмещающих осадков, так как многие осадки уже в течение раннего диагенеза, будучи захоронены на очень малую глубину, оказываются достаточно консолидированными для образования в них трещин.

За исключением оруденения на месторождении Маунт-Айза, контролировавшегося нарушениями, и залежей месторождения Шаба, подстилаемых толщей, главным образом труднопроницаемых глинистых пород мощностью несколько десятков метров, для рассматриваемых медных месторождений характерны рудовмещающие породы с хорошей пластовой проницаемостью. Наоборот, большинство свинцово-цинковых месторождений залегают в толщах явно труднопроницаемых пород. Необходимо, однако, с большой осторожностью подходить к оценке проницаемости слоистых карбонатных пород, которые содержат минеральные ассоциации, возможно отличающиеся от первоначально отложенных. Например, присутствие железистых доломита и кальцита, замещающих первичный гипс, а также, вероятно, арагонита и высокомагнезиального кальцита может, по-видимому, рассматриваться как доказательство осуществления широкого привноса и выноса компонентов. Подобный перенос мог происходить очень рано в неуплотненном осадке, путем обмена с близкорасположенной водной толщей, или намного позже, когда проницаемость развилась в связи с растворением неустойчивых и сравнительно растворимых минералов. В каждом конкретном случае требуется установить относительную хронологию событий на основании прямых доказательств. Некоторые примеры такого анализа и следствия из него будут рассмотрены ниже.

К месторождениям с пластовой или трещинной проницаемостью, обеспечившей поступление минералообразующих растворов после отложения, а возможно, и после полной литификации рудовмещающих пород, относятся Маунт-Айза (Cu), Тайнаг, Силвермайнс (залежь «Нижняя G»), Лайсвалль и Ларжантьер. Чтобы выяснить генетические особенности этих месторождений и отличия от других представителей широкого спектра месторождений в осадочных породах, необходимо детально проанализировать, насколько минерализация отстает от процессов диагенеза вмещающих пород, и, кроме того, получить более полные сведения о температурах рудообразования.

Эвапориты. В тесной связи со многими стратиформными месторождениями в осадочных породах проявляются гипс, ангидрит или псевдоморфозы карбонатов по минералам эвапоритов. К таковым относятся месторождения Замбии, Редстон-Ривер, Крета, Болео, Корокоро, Джезказган, месторождения медистых сланцев (Мансфельд и Любин), Маунт-Айза, Леди-Лоретта, Мак-Артур-Ривер и Ларжантьер. Менее тесная связь характерна для месторождений Ирландии и Насимьенто, где эвапориты имеются в других частях стратиграфического разреза. В Заире, а также на месторождениях Удокан, Уайт-Пайн и Спар-Лейк эвапориты не обнаружены, но наблюдаются признаки периодического понижения уровня воды и по крайней мере сезонного осушения (т. е. трещины усыхания в илах, отпечатки кристаллов солей, магнезит). Из рассматриваемых месторождений к тем немногим, на которых не установлены эвапориты или признаки осадконакопления в аридных условиях, относятся Раммельсберг, Мегген, Лайсвалль, Говард-Пасс и Брокен-Хилл.

Эвапориты имеют большое значение как вероятный источник большого количества серы, связываемой в конечном итоге в сульфидах месторождений, и высокой солевой нагрузки растворов, необходимой для переноса металлов при сравнительно низких температурах. Там, где они имелись первоначально в пределах минерализованных зон, эвапориты, как уже указывалось выше, благоприятствовали созданию повышенной проницаемости пород для рудо-

носных растворов. Минералы эвапоритов не всегда сохраняются в той геологической обстановке, которая способствовала появлению растворов с весьма высокой соленостью, хотя и служат наиболее надежными индикаторами таких условий. Климат с резкими сезонными изменениями погоды, с продолжительными засушливыми периодами, но не обязательно с круглогодичной аридностью, может обусловить появление насыщенных солями озер с незначительными корочками солей, исчезающими с наступлением сезона дождей. Но обладающий высокой плотностью рассол просачивается в грунт и образует зону соленой грунтовой воды, которая в дождливый сезон, подвергаясь лишь частичному разбавлению, снова изливается на поверхность. В качестве примеров мест, где наблюдается описанное явление, можно привести озера района Куронг в Южной Австралии (Д. Лок, личное сообщение) и западную часть штата Виктория (Австралия) [195]; в этих районах среднее годовое количество осадков составляет от 762 до 254 мм.

Вулканиты. Отсутствие связи с вулканизмом является главным классификационным признаком стратиформных месторождений в осадочных породах. Тем не менее трудно найти район, в котором после тщательного изучения, проводимого на большинстве рудных полей, не было бы обнаружено никаких вулканогенных образований. Во многих рудных районах со стратиформными месторождениями в осадочных породах в самых нижних частях стратиграфических разрезов тоже имеются заметные количества вулканитов. В меднорудных районах для нижних частей разрезов особенно типично присутствие эффузивов основного состава (толеитов). Ассоциация со спилитами в региональном плане отмечена для Удокана [19], а непосредственно под рудной залежью месторождения Редстон-Ривер залегают подушечные базальтовые лавы [98]. В мощных толщах толеитов серии Кивино, служащей «фундаментом» для осадочной серии месторождения Уайт-Пайн, имеются залежи самородной меди, которые могли быть вполне реальным потенциальным источником меди. Часть разреза, подстилающая рудную залежь Болео, представлена переслаиванием разнообразных вулканитов, а породы рудоносного горизонта — измененными туфами [225]. На Джезказгане в низах разреза в большом количестве имеется вулканокластический материал, а в пачке рудоносных песчаников в подчиненном количестве отмечались туфы [53]. В Европе залегающий ниже медистых сланцев нижнепермский красный лежень содержит основные эффузивы (мелафиры), кислые порфиры и сильно спилитизированные диабазы. В основании стратиграфических разрезов месторождений Маунт-Айза и Мак-Артур-Ривер содержатся довольно мощные пачки измененных основных эффузивов. В нижнедевонских отложениях ФРГ имеются стометровая пачка кератофиров, залегающая под месторождением Мегген, и мощный горизонт диабазов близ Раммельсберга.

Признаки синхронного, хотя и пространственно отдаленного вулканизма встречаются на многих месторождениях. В провинции Шаба пирокластические породы встречаются в серии Мвашья, непосредственно над рудовмещающей толщей (серия Майн). В Шитару, по свидетельству Лефевра [115], эффузивные породы залегают прямо на красноцветных обломочных породах, подобных отложениям подрудного горизонта R.A.T., и содержат фации, аналогичные серии Майн, хотя корреляция не очень надежна. В Насимьенто присутствие туфогенного материала предполагается в рудовмещающих песчаниках [226]. На месторождениях Маунт-Айза, Леди-Лоретта и Мак-Артур-Ривер многочисленные маломощные слои туфов развиты в интервале разреза, значительно большем, чем рудоносные зоны, но захватывающем и последние. Туфы отлагались в водной среде, местами отсортированы и, судя по размеру осколков, были принесены из удаленного источника пепловой тучей [41]. Небольшое количество туфогенно-осадочных пород встречается в виде прослоев в рудных телах месторождения Раммельсберг, кроме того, в регионе

имеются эффузивные породы, приблизительно синхронные с рудами месторождений Раммельсберг и Мегген. Подчиненная туфовая составляющая содержится в породах разреза, сложенного в основном известняками и железняком, вблизи свинцово-цинкового месторождения Тайнаг, а вулканиты, приблизительно синхронные с рудами месторождений Силвермайнс и Тайнаг, обнажаются в 64 км к югу от последнего [167].

Среди крупных медных месторождений в осадочных породах месторождения Медного пояса Замбии являются исключением, так как на них вулканиты в пределах всего разреза осадочных пород пока не обнаружены. Но следует учитывать, что обнаженность в этом районе плохая и слабо изучены метаморфизованные породы подрудной части разреза, выходящие на поверхность западнее Медного пояса, где эффузивные породы вполне могут быть обнаружены. Вулканиты отсутствуют, вероятно, в районах мелких месторождений Спар-Лейк [89] и Крета [176]. Из отобранных нами свинцово-цинковых месторождений только Салливан и Лайсвалль, насколько известно, характеризуются отсутствием связи с вулканитами, даже удаленными.

Красноцветы и органическое вещество. Ниже зоны приповерхностного окисления породы, непосредственно вмещающие стратиформные сульфидные рудные залежи, всегда находятся в восстановленном состоянии и представляют собой светло-серые до черных осадочные породы с переменным количеством органического вещества. Но одной из характернейших черт почти всех медных месторождений является наличие поблизости от оруденения красных гематитсодержащих осадочных пород, в которых совершенно нет сульфидов. В случае метаморфизованных вмещающих пород, например в Замбии, на Спар-Лейке и Удокане, эта ассоциация выявляется с трудом из-за потери красной окраски породами в результате превращения окрашивающего породу лимонита в тонкозернистый спекулярит и, возможно, (на Удокане) в магнетит. В Болео красноцветных пород не найдено, но спутником руд являются окислы марганца, концентрирующиеся в породах, которые по латерали переходят в рудоносные. Единственным медным месторождением, на котором не наблюдается связи оруденения с красноцветами, является Маунт-Айза (Cu).

Для свинцово-цинковых месторождений тесная ассоциация оруденения с красноцветными отложениями не типична. Среди ярких примеров можно назвать смешанные медно-свинцово-цинковые залежи в медистых сланцах Европы и Джезказгане. В первом случае сульфидные тела залегают всего в нескольких метрах от более древних красноцветов мертвого лежня, и это наблюдается на площади в тысячи квадратных километров. Галенит и сфалерит встречаются в черных сланцах и налегающих на них мергелях цехштейна, но не типичны для подстилающих их восстановленных песчаников, которые содержат переменные количества медной минерализации и отделяют сланцы от нижележащих красноцветных пород.

Еще один пример — месторождение Мак-Артур-Ривер. Сланцы формации Барни-Крик, образующие W-образную складку поблизости от рудной залежи Н.У.С., в кернах скважин выглядят обычно красноватыми; кроме того, красноцветные породы в большом количестве имеются в более древней части разреза [205]. На месторождении Ларжантьер в нескольких десятках метров под рудоносными песчаниками залегают пласты пермских красноцветов.

На большинстве стратиформных месторождений в осадочных породах совместно с рудной минерализацией встречаются переменные количества органического углистого вещества. Такая связь, выражающаяся обычно в замещении частичек угля, остатков ископаемых организмов или дерева сульфидами, установлена на следующих месторождениях: Крета [176], Болео [225], Корокоро [61], Насимьенто [112], Джезказган [19], Мегген [58],

Маунт-Айза [41], Леди-Лоретта [121] и Лайсвалль [147]. Количественную корреляцию между рудообразующими металлами и (или) серой в оруденелых породах, с одной стороны, и сохранившимся органическим углеродом, с другой — показали для медистых сланцев Польши — Гараньчик [85], для Джезказгана — Серкес и Оберц [169], для месторождения Уайт-Пайн — Уиз [216] и для Мак-Артур-Ривер — Уильямс [219]. Последний использовал соотношения между сульфидной серой и органическим углеродом для проверки различных моделей отложения сульфидов на месторождении Мак-Артур-Ривер (возгонка металлов и серы, замещение пирита и восстановление сульфатов) и установил, что наиболее вероятной причиной рудоотложения была сульфат-редукция.

Небольшие количества органического углерода имеются на месторождениях Спар-Лейк (Густафсон, неопубликованные данные), Тайнаг [132], Салливан [68] и месторождениях Заира [9]. Последний пример интересен тем, что органический углерод содержится в безрудных породах самой рудоносной пачки. На Джезказгане породы бедны органическим веществом, но в современных грунтовых водах вблизи месторождения обнаружены значительные количества органических комплексных соединений меди [72]. Германов и др. [72] связывают указанный факт с выносом богатыми кислородом грунтовыми водами органического вещества из рудных залежей. Подобным процессом, но связанным, вероятно, с метаморфизмом, можно объяснить также удаление большей части органического углерода из руд и рудоносных сланцев периферической части Чибулумы и других месторождений Замбии. Для указанных пород типичны низкие, не выше 0,1%, содержания органического углерода, что значительно ниже обычных его концентраций в соответствующих восстановленных тонкозернистых морских или озерных осадках (Густафсон, неопубликованные данные). Хотя содержание органического углерода в породах могло понизиться и благодаря восстановлению сульфатов минералообразующими растворами, такое объяснение неприменимо к неминерализованным сланцам, окружающим рудные залежи. В связи с неясностями относительно послерудного окисления и выноса органического углерода к выводам, основанным на геохимическом моделировании с использованием соотношений серы и углерода (см. [219]), следует подходить с осторожностью.

Текстуры руд. Как уже указывалось выше, под «текстурой руды» (ore structure) в стратиформных месторождениях среди осадочных пород мы понимаем характер распределения сульфидов. Достоин удивления тот факт, что на всех рассматриваемых медных месторождениях сульфидное оруденение является вкрапленным. Размер вкрапленности подвержен значительным колебаниям в соответствии с зернистостью вмещающих пород, а относительное количество вкрапленных сульфидов может значительно изменяться от слоя к слою. Распределением сульфидов обычно подчеркиваются такие детали строения пород, как косая слоистость, наличие обломков и трещин усыхания в илах. Лишь изредка, как, например, в маломощных слоях массивных «сульфидитов» на месторождениях Чибулума и Муфулира [71], медные руды приобретают массивное или, как мы называем, полосчатое сложение. Медные руды месторождения Маунт-Айза, по нашему определению, являются вкрапленными, но, как и во многих других отношениях, они обладают своей спецификой: сульфидная минерализация образует множество незакономерно расположенных разнообразных вариантов вкрапленных текстур, например оруденение в цементе брекчий, неравномерно распределенные просечки, сгустки, в той или иной мере отражающие анизотропию пласта. Руды зоны «рудоносного глинистого сланца» (Kniest) в стратиграфической подошве оруденения в Раммельсберге обладают вкрапленной текстурой в отличие от массивной и полосчатой руды залегающего выше основного рудного тела.

Вкрапленная текстура менее характерна для свинцово-цинковых месторождений, хотя в мелком масштабе к некоторым отдельным слоям полосчатых руд, этот термин можно применить. Вкрапленная текстура руд месторождений Лайсвалль и Ларжантьер, залегающих в песчаниках, совершенно аналогична таковой медных месторождений в песчаниках [71, 147]. В глубоких частях месторождений Силвермайнс и Салливан минерализация слагает штокверковоподобную кружевную сеть прожилков и матрицу брекчий и рассматривается нами как вкрапленная. Еще одним свинцово-цинковым месторождением из перечисленных в табл. 1, в котором преобладающая часть руды не имеет ни массивной, ни полосчатой текстуры, является Тайнаг, где минерализация образует незакономерно расположенные метасоматические гнезда, прожилки или заполняет полости выщелачивания. Оруденение здесь не стратиформное, а скорее подобно таковому на месторождениях типа долины Миссисипи, к которому его многие и относят [217].

Истинно массивные сульфидные руды добываются в месторождениях Мегген [58], Раммельсберг [108], Салливан [68], Брокен-Хилл [80] и в верхних рудных зонах месторождения Силвермайнс [194].

Полосчатой мы называем текстуру руд, в которых пропластки сланцев мощностью от нескольких миллиметров до нескольких метров, содержащие сравнительно мало сульфидов, переслаиваются со слоями массивных сульфидных руд. Текстура такого рода свойственна месторождениям Маунт-Айза (Pb-Zn) [16], Раммельсберг — особенно рудам его висячего бока [108], Салливан [68], Мак-Артур-Ривер (залежь H.Y.C.) [43] и Леди-Лоретта [121].

Некоторые выводы из наблюдаемых текстурных различий мы обсудим ниже, в разделе «Запаздывание оруденения».

Зональность медных месторождений. Латеральная и вертикальная зональность сульфидов в стратиформных месторождениях среди осадочных пород соответствует, как правило, ряду: безрудная зона (без сульфидов, но часто с гематитом) → халькозин → борнит → халькопирит → пирит. Но имеется и много отклонений от этой схемы. Ранее обычно постулировалась связь зональности с условиями, в которых происходило накопление рудоносных осадков. Но надежность подобных постулатов невелика, так как они не подкрепляются заслуживающими доверия седиментологическими исследованиями по реконструкции условий накопления обломочных отложений: пригодные для использования модели седиментационных систем появились лишь в последние 10—15 лет. И даже тогда, когда причина зональности того или иного месторождения установлена, все равно остается вопрос: были ли факторы, обусловливавшие зональность, первичными, т. е. действовавшими в процессе отложения рудовмещающих осадков, или вторичными, влиявшими, например, на распределение органических восстановителей или на проницаемость пород и функционировавшими значительно позже?

Отмеченный выше зональный ряд был установлен как типовой для медных месторождений в сланцах Гарликом и Мендельсоном (см. [128]) в работе о месторождениях, приуроченных к полосе выходов сланцевой свиты Ор-Шейл (Ore Shale trend) в Замбии. Согласно утверждению авторов, зональность развивалась вниз по палеосклону, в сторону от береговой линии. Трансгрессивное налегание (onlap) пиритовой минерализации на ассоциации медных минералов было объяснено наступанием береговой линии, а регрессивные соотношения этих двух видов минерализации (offlap) — ее отступанием. Подобное же толкование было применено к залегающим в песчаниках месторождениям, расположенным на восточном крыле антиклинали Кафуэ, особенно к месторождению Муфулира. Хотя современные методы седиментологического анализа мало использовались на большинстве этих месторождений, некоторые исследования все же были проведены Клемми [37] и ван-Иденом [57]. Эти и другие геологи указали на ряд неувязок в упомяну-

той типовой схеме зональности. По интерпретации Клемми, зональность в рудном теле месторождения Рокана образовалась в течение нескольких циклов погружения (на небольшую глубину) и поднятия дна в очень спокойной эпиконтинентальной морской или озерной обстановке с климатическими условиями, благоприятными для образования эвапоритов. Таким образом, рисуемая Гарликом картина формирования зональности (с пиритовой зоной в висячем боку рудного тела) в процессе простого постепенного погружения не согласуется с приведенной выше реконструкцией и позволяет считать более вероятным, что зональность сульфидов служит отражением постседиментационных градиентов во время раннего диагенеза или позднее, а не палеогеографических условий.

На месторождении Муфулира выявлена сложная латеральная зональность [22]. В верхних рудных залежах «А» и «В» бедные медью минеральные ассоциации развиты преимущественно на периферии. Наоборот, оруденение нижней залежи «С», в которой преобладает халькопирит, на флангах местами переходит в борнитовое среди серицитовых кварцитов, на западном фланге — в пиритовую минерализацию, а на отдельных участках — в пиритизированные породы над выступами фундамента. Положение контуров промышленного оруденения по латерали не обнаруживает явной зависимости от смены фаций во вмещающих породах, но углистые граувакки расположены примерно в центральных частях всех трех рудных тел. Ангидрит, широко развитый в цементе аренитов, окружающих рудные залежи по латерали и со стороны лежачего бока, отсутствует в минерализованных и обогащенных органическим веществом зонах, где, вероятно, замещен карбонатами [5, 71]. Вертикальная зональность халькопирит → борнит → халькозин, наблюдаемая в направлении от нижнего рудного тела «С» к верхнему «А», обратна по сравнению с тенденцией уменьшения отношения Cu/Fe, проявленной на большинстве стратиформных медных месторождений в осадочных породах. Правда, для разрезов самого рудного тела «С» характерно уменьшение отношения Cu/Fe снизу вверх, но встречаются и обратные соотношения. Нам, так же как и Аннелсу [5], трудно представить возникновение такой сложной зональности в результате простого увеличения глубины или постепенного изменения палеогеографических условий, как ее интерпретирует Гарлик.

На Джезказгане также устанавливается зональный ряд от безрудных красноцветных песчаников через халькозин-борнитовую к халькопирит-пиритовой зоне [19], но она, как показывают седиментологические исследования, обратна по отношению к береговой зоне. Богатая медью минеральная ассоциация располагается мористее (и глубже по падению современных структур) дельтовых фаций. Она локализована около полосы развития массивных песчаников прибрежно-грядовой фации, которая интерпретируется в классической схеме палеогеографической зональности как мелководная или «обращенная береговая» (inverse coast) фация. На схемах зональности оруденения Джезказгана [19] можно видеть неравномерное, но систематическое развитие зоны богатых галенитом руд (с подчиненным количеством сфалерита, халькопирита и пирита) в полосе между зонами существенно халькозиновых и халькопиритовых руд.

На месторождении медистых сланцев Любин в Польше наблюдается стандартный зональный тренд вниз по падению структур и палеогеографическому склону от халькозиновой к халькопирит-пиритовой минерализации [105]. Но безрудная зона по восстанию не описана. Вертикальная зональность от подошвы к кровле характеризуется такой последовательностью: безрудная зона (с гематитом) → сульфиды меди → галенит → сфалерит → → пирит, временами с частичным совмещением зоны медных сульфидов и галенитовой. К залегающим в нижней части разреза песчаникам приуроче-

но около половины запасов меди, тогда как галенит и сфалерит развиты преимущественно в вышележащих глинистых сланцах и карбонатных породах. Граница между гематитом и сульфидами на этом месторождении проходит по песчаникам лежачего бока. В Северосудетском прогибе зоны «красных пятнистых» пород, вероятно эквивалентных фации Рёте-Фауль («красных гнилых» пород) ГДР, снизу вверх пересекают мергелистую прибрежную фацию медистых сланцев. В толщу пород, перекрывающих последние, переходит такое же количество медной минерализации ([105] и Я. Красунь, личное сообщение).

В медистых сланцах на территории ГДР зональность такая же, как и в Польше, судя по описанию Ренцша [144], который подчеркнул, что ориентировка зон не зависит от положения бывшей береговой линии. Они скорее направлены центробежно от зон, где гематитизация типа Рёте-Фауль несогласно пересекает толщу медистых сланцев и перекрывающие их карбонатные породы, местами достигая подошвы ангидритового горизонта Верра. Такие зоны обычно имеются на участках, где горизонты черных сланцев уменьшаются в мощности над невысокими грядами, образуемыми песчаниками лежачего бока, или где лежачий бок разбит нарушениями [144]. Из-за очень сильного увеличения вертикального масштаба в разрезах, приводимых Ренцшем, остается неясным, как границы несогласно развитой минерализации соотносятся с изохронными линиями. Возможно, удалось бы доказать, что границы зон минерализации совпадают с хронологическими и что осадочные фации являются диахронными. Однако подобное утверждение было бы, несомненно, ошибочным применительно к району Рихельсдорф, где минерализация не имеет промышленного значения, но интересна в научном отношении. Там Гунцерт [78] задокументировал отчетливо несогласное расположение минерализации на участках шириной всего около 100 м. На таких участках оруденение пересекает медистые сланцы и перекрывающие их известняки и достигает подошвы ангидритовой толщи Верра, расположенной примерно в 12 м над сланцами. Несогласное залегание рудных тел обусловлено присутствием разломов, доходящих по крайней мере до подошвы эвапоритов. И как правило, чем выше, тем мощнее такие секущие рудные тела и тем больше меди они содержат (в килограммах на квадратный метр горизонтального сечения).

Зональность на месторождении Уайт-Пайн была изучена Брауном [24]. Удивительной ее особенностью является очень резкий переход на расстоянии нескольких сантиметров вкрест кровли «меденосной зоны» от руды с преобладанием халькозина к пиритсодержащим сланцам. В переходной зоне, и только в ней, развиты борнит и халькопирит, наблюдаются несколько повышенные содержания кадмия и цинка в виде гринокита и сфалерита. Концентрации цинка, серебра и железа не обнаруживают существенных изменений при переходе через указанную границу, но содержание серы падает с 0,5—1% в руде до 0,1—0,5% в пиритсодержащих породах висячего бока. В нижних частях рудного тела, особенно в более грубозернистых песках близ его лежачего бока, встречается самородная медь. В пределах рудника и кровля меденосной зоны, и медная минерализация вообще согласны с напластованием, и их несогласное в региональном плане залегание можно видеть лишь на разрезах с очень сильно увеличенным вертикальным масштабом. Латеральные изменения выражены очень слабо. Над выпуклостями палеорельефа рудоносные пласты более песчанисты, краснее цветом и беднее рудой. Маломощная меденосная зона у подошвы горизонта сланцев Нонсач, сложенная халькозином, прослеживается от месторождения на много километров по простиранию. Заслуживает внимания отсутствие существенных концентраций свинца и цинка в висячем боку медных руд как на этом, так и на большинстве других медных месторождений района.

Крета, Болео и Насимьенто являются примерами месторождений, в рудах которых основную роль играют халькозин и пирит. На них не наблюдается сколь-нибудь заметного зонального отложения сульфидов. В сланцах горизонта Флауэрпот-Шейл вокруг месторождения Крета халькозин постепенно исчезает по мере выклинивания обогащенных углистым веществом фаций, которые сменяются каймами слабо пиритизированных пород, окружающих промышленное оруденение. Халькозин на месторождении Крета частично замещает фрамбоидальные агрегаты пирита и органическое вещество [83]. Отсутствуют данные о вариациях отношения медь/железо по латерали, которые помогли бы обнаружить минеральную зональность, связанную с превращением в результате метаморфизма халькозин-пиритовой ассоциации в халькопирит-борнитовую, обычно лишенную пирита. Такое метаморфическое преобразование, согласно предположению Гарлика [71], было причиной зональности, наблюдаемой ныне в пределах Медного пояса Замбии.

Маунт-Айза — единственное месторождение (табл. 1), на котором из медных минералов только халькопирит имеет значительное распространение. Очень мало стратиформных медных месторождений, которые при отсутствии в рудах борнита и халькозина все же когда-либо имели промышленное значение, но Маунт-Айза намного богаче сульфидами, чем большинство таких месторождений, и существенно отличается от них. Халькопирит-пиритовая ассоциация слагает богатейшие руды и содержит преобладающую часть кобальта в наиболее кремнеземистых зонах так называемых «силика-доломитов», расположенных ближе всего к разлому Бейсмент [126].

Зональность на свинцово-цинковых месторождениях. Зональность на свинцово-цинковых месторождениях состоит, как правило, в незначительных колебаниях относительных количеств галенита и сфалерита. Это хорошо документируется на рудниках результатами опробования, но такого рода данные публикуются редко. Нагляднее всего зональность проявляется на месторождениях, в рудах которых имеются значительные количества меди, барита и минералов железа.

Зональность типа медь — свинец — цинк на месторождениях медистых сланцев и на Джезказгане мы описывали. Заслуживает внимания различное относительное положение свинца и цинка в зональных рядах.

На Маунт-Айзе латеральная зональность соответствует ряду медь → → свинец → цинк → железо [126]. Но в отличие от большинства месторождений здесь наблюдается очень четкое пространственное разобщение свинцово-цинковой минерализации и медной, окруженной чехлом гидротермально окварцованных и доломитизированных вмещающих пород. Их разделяет безрудная зона, содержащая лишь незначительное количество сульфидов. Ширина ее вдоль слоистости колеблется от нескольких до 100 м и более, считая от края кремнистых доломитов на данном горизонте. Свинцово-цинковые руды ближе к медным обогащены свинцом, а в сторону от последних отношение Pb/Zn закономерно падает. В периферической части промышленных участков рудных тел содержание сфалерита снижается, а развитые здесь пиритизированные породы распространяются далее на расстояние до нескольких километров. Такая картина повторяется в нескольких свинцово-цинковых рудных зонах. Вертикальная (т. е. доскладчатая, от подошвы к кровле) зональность развита плохо. Сравнивая зональность Маунт-Айзы с таковой других месторождений, следует помнить, что медная минерализация здесь является вкрапленной, несогласна по отношению к слоистости и связана с процессами брекчирования и перекристаллизации, развивавшимися спустя длительное время после образования полосчатых свинцово-цинковых руд. Исследователи до сих пор не пришли к единому мнению о характере взаимоотношений двух типов оруденения Маунт-Айзы, которые рассматриваются одними как проявление зональности синхронного оруденения, а другими —

как продукты двух совершенно самостоятельных рудогенерирующих процессов (см., например, [64, 180]).

На месторождении Мак-Артур-Ривер, как уже упоминалось, богатое медное оруденение образует небольшие несогласные залежи близ разлома Эму. Содержания меди закономерно снижаются в них в западном направлении, в сторону залежей H.Y.C. и небольшой по размеру Ридж II [218]. В пределах самой залежи H.Y.C. и вокруг нее установлено слабо выраженное зональное распределение сульфидных и несульфидных минералов [120]. В рудных залежах отношения Cu/(Pb + Zn) и Pb/Zn уменьшаются по мере удаления от брекчированных доломитовых пород, развитых на восточном фланге месторождения. Зональность оруденения претерпевает некоторые изменения и в зависимости от стратиграфического положения рудной залежи. В самом месторождении и вокруг него отношения калиевый полевой шпат/альбит и доломит/кальцит также уменьшаются с востока на запад [120]. Кроме того, наблюдаются широкий ореол пиритизации в сланцах висячего бока залежи H.Y.C. [133, 220] и развитие более железистых доломитов вокруг месторождения [26].

На месторождении Мегген резко очерченная зона сплошного барита окружает массивные пирит-сфалерит-галенитовые руды. Эта баритовая зона далее в стороны от рудного тела выклинивается, но зона аномально высоких содержаний магния в известняках, коррелирующихся с рудоносной толщей, распространяется на 2—5 км от рудного тела [82]. Вертикальная зональность в самом рудном теле не проявлена, но подстилающие его сланцы и алевролиты обогащены магнием и обеднены кальцием и карбонат-ионом [82]. На месторождении Раммельсберг вертикальная зональность наблюдается в ряду последовательно расположенных рудных тел, в которых отмечается также плохо выраженное изменение минерализации по горизонтали [108]. Залегающий стратиграфически ниже рудных тел «рудоносный глинистый сланец» представляет собой несогласную зону окремнения с «вкрапленной» (это главным образом мелкопрожилковый штокверк) пирит-халькопирит-сфалеритовой минерализацией, которая местами, под участками массивных руд в главном рудном теле, становится промышленной. В массивных рудах зональность снизу вверх выражается в смене пирит-сфалеритовой минерализации рудой, содержащей все большее количество галенита, барита и прослои сланцев. Хотя большинством исследователей для Меггена и Раммельсберга принята гипотеза об образовании руд на морском дне из поднимавшихся рудоносных растворов (эксгаляций), только на месторождении Раммельсберг обнаружена секущая рудоподводящая зона («рудоносный глинистый сланец») под рудными залежами.

На месторождениях Силвермайнс и Тайнаг зональность сульфидов явно связана с системой рудоподводящих разломов. Общий порядок смены металлов таков: медь → свинец → цинк, причем медь встречается в небольших количествах близ разломов на нижних горизонтах, а более распространенные свинец и цинк — на верхних. Цинк количественно доминирует над свинцом. В верхних стратиформных рудных зонах месторождения Силвермайнс галенит и сфалерит приурочены к участкам развития брекчированного барита, пирита и сидерита, которые в значительной мере разобщены, но не образуют сколько-нибудь закономерной зональной картины [194]. На месторождении Тайнаг в тех случаях, когда полосчатые железистые кварциты окисной фации коррелируются по латерали с несогласной свинцово-цинковой минерализацией [49], они представляют собой внешнюю железорудную зону, обособленную от свинцово-цинковой. На Брокен-Хилле, так же как и на Тайнаге, свинцово-цинковые рудные тела располагаются отдельно от стратиграфически эквивалентных им железистых кварцитов [101].

На месторождении Салливан у свинцово-цинковой минерализации обна-

руживается железорудное центральное ядро [68]. Оно состоит из пирита, пирротина и хлорита и на периферии постепенно переходит в полосчатую галенит-сфалеритовую руду. Переход сопровождается увеличением содержания сурьмы и уменьшением количества касситерита, арсенопирита и отношений галенит/сфалерит и серебро/свинец. Под центральной железорудной зоной имеется зона тектонических брекчий, содержащая пирротин, турмалин и хлорит и служившая, вероятно, подводящим каналом для вышележащего рудного тела. Над месторождением обнаружена зона интенсивной альбитизации.

На месторождении Леди-Лоретта от центра к периферии происходит уменьшение галенит-сфалеритового отношения, сопровождающееся увеличением содержания барита и пирита при возрастании относительного количества безрудных сланцевых прослоев [121]. Кроме того, ниже и несколько выше рудной залежи имеется ареал пород, обогащенных пиритом и сидеритом. Многие геологи предполагают, что расположенная неподалеку от месторождения Леди-Лоретта зона медной минерализации Леди-Энни, приуроченная к разломам в подстилающей толще, генетически связана с ним.

На месторождении Лайсвалль галенит и встречающийся в меньших количествах сфалерит, как правило, пространственно разобщены [147]. Сфалерит концентрируется главным образом в пределах верхней зоны, как и на месторождении Ларжантьер, где сфалерит-галенитовое отношение возрастает кверху [15]. На месторождении Лайсвалль в незначительных количествах встречаются барит и хлорит, содержание которых значительно выше в осадочных породах лежачего бока. Разломы, пересекающие толщу пород между двумя главными рудными зонами на месторождении Ларжантьер, несут минерализацию, но, по-видимому, и в том, и в другом рудных районах минералообразующие растворы двигались в основном по проницаемым слоям вмещающих пород.

Возрастные соотношения между осадконакоплением и рудообразованием. При выборе гипотезы рудогенеза решающим оказывается знание возрастных соотношений между минералообразованием и другими геологическими событиями, которые могут быть установлены при изучении месторождения. К сожалению, вопросы относительной хронологии геологических явлений оказываются часто наиболее трудными. Это в особенности относится к месторождениям, сформировавшимся до литификации вмещающих осадков, поскольку последовательность минералообразования здесь затушевана сложными процессами, сопровождающими преобразование рыхлого осадка в твердую породу. Проблема не так остра для песчаников, но весьма серьезна для глинистых, карбонатных или сульфатных осадков, которые претерпевают чрезвычайно сильные диагенетические преобразования в течение длительных периодов времени и больших стратиграфических интервалов. К преобразованиям относятся сильное уменьшение объема осадков и их пористости, связанная с этим потеря поровых вод и перекристаллизация и/или замещение неустойчивых первичных минералов в химических системах, открытых для обмена с грунтовыми водами, состав которых меняется с течением времени. В общем случае от большинства этих эффектов защищены только те осадки, которые приобрели непроницаемость в результате ранней цементации. Поэтому неудивительно, что вокруг проблемы относительного времени формирования стратиформных месторождений в осадочных породах возникает так много дискуссий.

Стратиформные месторождения в осадочных породах значительным числом исследователей рассматривались как сингенетичные с вмещающими осадками. Ведеполь [208] предложил считать медистые сланцы Европы эталоном конседиментационного месторождения. В доказательство этого предположения он ссылается на необычную выдержанность минерализованных

пластов мощностью, как правило, менее 1 м на площади порядка $6 \cdot 10^5$ км^2, на данные по изотопному составу серы, свидетельствующие, скорее всего, о бактериальном восстановлении сульфатов, а также на геохимическое сходство рудовмещающих пород с другими морскими черными сланцами. Вертикальная зональность распределения металлов объясняется возрастанием концентрации сульфидов в морской воде с течением времени в результате деятельности бактерий, а источником металлов считаются подстилающие красноцветы, из которых полезные компоненты были выщелочены в воды цехштейнового моря в процессе трансгрессии на красноцветные толщи.

Другим районом, который, по мнению многих геологов, служит типичным примером сингенетической медной минерализации, является Медный пояс Замбии. В посвященной этому региону фундаментальной работе, изданной под редакцией Мендельсона [128], суммированы результаты многолетних детальных геологических исследований Мендельсона, Гарлика и их сотрудников. В этой монографии тщательно собраны доводы в пользу постгранитного и дометаморфического возраста рудных тел, а теория сингенетического возникновения минерализации подтверждается огромным количеством детальных наблюдений. Ключевыми элементами вывода о сингенезе служат исключительная выдержанность согласно залегающих рудных тел, особенно типа оруденелых сланцев, многочисленные примеры зависимости распределения сульфидов от связанных с условиями седиментации мелких элементов внутренней структуры осадочных пород и характер минеральной зональности, которая обнаруживает, по наблюдениям авторов, тесную корреляцию с палеогеографическими условиями в период отложения рудовмещающих осадков. Авторы показали, что мелкие секущие прожилки, которые рассматривались ранее как доказательство эпигенетического минералообразования, возникли в результате незначительного локального переотложения сульфидов в процессе метаморфизма или после него. Во многих других медно-рудных районах, включая провинцию Шаба в Заире и Уайт-Пайн, подобные факты — чрезвычайно выдержанная конформность минерализации со слоистостью и отсутствие заметной зависимости минерализации от расположения трещин, проницаемости вмещающих пород или от их реакционной способности — также служили основанием для вывода о сингенетическом происхождении оруденения.

Среди исследователей таких крупных свинцово-цинковых рудных районов, как Маунт-Айза, Мак-Артур-Ривер, Мегген и Раммельсберг, с давних пор ведутся споры вокруг вопроса об относительном времени минералообразования. В доказательство представлений о сингенетическом происхождении руд также ссылались на чрезвычайную выдержанность тонкополосчатых массивных руд при наличии многочисленных признаков деформации нелитифицированных осадков и на отсутствие заметной зависимости локализации оруденения от проницаемости пород. Успехи эксгаляционной концепции, позволившие унифицировать характерные черты стратиформных колчеданных месторождений в эффузивных породах и создать оказавшуюся полезной при планировании поисково-разведочных работ генетическую модель [73, 163, 183], в значительной мере способствовали укреплению подобных представлений и в отношении многих других стратиформных месторождений в осадочных породах. В первую очередь это касается большинства месторождений массивных свинцово-цинковых руд, таких, как Мегген, Раммельсберг и Салливан, которые по ряду геологических особенностей весьма сходны с месторождениями в эффузивных породах.

Однако детальные исследования стратиформных месторождений в осадочных породах, проведенные за последние 10 лет, позволили выявить такие факты, которые не могут быть объяснены в рамках простой сингенетической теории. Недавно Браун [25] в своем обзоре привел множество такого рода

данных для медных месторождений. Следует отметить, что работы Брауна [24], Уайта [211, 213] и Уайта и Райта [214] по месторождению Уайт-Пайн оказали особенно большое влияние на развитие геологической мысли в Северной Америке. Наиболее значительным их открытием был тот факт, что описанная выше зона резкого изменения минерального состава в кровле меднорудной залежи является регионально несогласной по отношению к слоистости. Это открытие в сочетании с наблюдаемым замещением пирита халькозином позволило предположить, что несущие медь минералообразующие флюиды из глубоких частей седиментационного бассейна поднимались в толщу рудовмещающих осадков несколько позже их накопления, и медная минерализация формировалась путем замещения пирита вдоль резко выраженного фронта взаимодействия, который перемещался вверх сквозь осадки. Уайт [211] высказал предположение, что латеральное растекание флюидов более вероятно и что переходная зона регистрирует положение фронта продвижения раствора в период рудообразования, согласующееся с гравитационно-седиментационной моделью.

В месторождениях Заира Бартоломе и др. [9, 10, 11] описали свидетельства того, что в течение раннего диагенеза из сульфидов присутствовал только пирит и что медь и кобальт были привнесены во вмещающие породы позже. Пирит представляет собой единственный сульфид, обнаруженный в виде включений в аутигенных кварце и магнезите, а вне этих минералов он замещается сульфидами меди. Обогащенный кобальтом пирит встречается только в виде каемок на не содержащих этот элемент ядрах. Обнаружено также, что рутил является единственным реликтовым обломочным минералом, оставшимся после замещения железо-титановых окислов сульфидами меди. Доказательства, приведенные Гарликом [71] в пользу сингенетического осаждения сульфидов в песчаниках месторождений Муфулира и Чибулумба в Замбии, неоднозначны. Минерализованные элементы осадочных текстур, которые он описывает (плоскости косой слоистости, трещины усыхания в глинах и контакты обломков в глинистых породах), обладали повышенной проницаемостью и одновременно служили местами аккумуляции органического вещества, которое могло осаждать сульфиды из поровых растворов, проходивших сквозь толщу осадков спустя длительное время после их накопления. Невозможность объяснить зональность Муфулиры влиянием палеогеографических условий обсуждалась выше. Аннелс [5] полагает, что месторождения Замбии образовались в результате неорганического восстановления сульфидов при относительно высоких температурах и намного позже седиментации. К решению вопроса о происхождении замбийских месторождений имеют отношение наблюдения Риккарда и др. [147] на месторождении Лайсвалль. Они представили доказательства того, что оруденение контролировалось проницаемостью пород и образовалось из минералообразующих флюидов (при температуре около 150° С, по данным изучения газово-жидких включений) намного позже накопления рудовмещающих песчаников. Указанные авторы отмечают, что минерализация может развиваться как согласно («конгруэнтно»), так и несогласно с элементами седиментационной структуры пород, и подчеркивают, что конгруэнтность минерализации, подобная той, которая наблюдалась в месторождениях Замбии, имеет сомнительную ценность в качестве доказательства сингенетичности оруденения.

Что же касается медистых сланцев как предполагаемого эталона сингенетичных месторождений, то укажем, что в очень интересном сообщении Ренцша [144] о результатах недавних исследований геологов ГДР приводятся веские доводы в пользу концепции о формировании оруденения в стадию диагенеза, а не в процессе седиментации. Особенно убедительным доказательством является упомянутое выше несогласное размещение минерализации вокруг зон гематитизации типа Рёте-Фауль, свидетельствующее о том,

что оруденение контролировалось постседиментационной циркуляцией подземных вод по разломам, а не палеогеографическими условиями. Другой важный признак — структурные особенности руд, в которых наблюдается замещение раннедиагенетического пирита сульфидами цветных металлов, а в метасоматитах типа Рёте-Фауль — гематитом. Обнаруженный на рудниках Лена и Конрад (медистые сланцы Польши) маркирующий брахиоподовый горизонт с раковинами продуктид в прижизненных положениях, частично замещенными халькозином, свидетельствует об окислительных условиях в период осадконакопления и о более позднем отложении сульфидов (Я. Красунь, личное сообщение). Очень хорошая выдержанность минерализации по латерали и ее приуроченность к контакту песчаников мертвого красного лежня и медистых сланцев просто явились следствием существования резкой региональной границы между проницаемой окисленной и водонасыщенной средой, с одной стороны, и непроницаемым слоем с высоким восстановительным потенциалом — с другой. Вертикальная зональность медь → свинец → → цинк → железо отражает типичный последовательный ряд металлов, расположенных в порядке увеличения произведений растворимости их сульфидов вверх и в стороны от секущей зоны гематитизации, а не вниз, как следовало бы ожидать в случае расположения источника металлов над осадками. Тот факт, что сульфидная минерализация и гематитизация типа Рёте-Фауль поднимаются стратиграфически вверх, вплоть до подошвы ангидритов горизонта Верра, указывает на достаточно позднее формирование оруденения, по крайней мере не более раннее, чем начало отложения эвапоритов. Отсюда следует, что вертикальная зональность не является следствием увеличения активности сульфидов в процессе отложения медистых сланцев, как это предполагал Ведеполь [208].

Как показали Габлина и Цепин [69], серые минерализованные песчаники Джезказгана, по крайней мере частично, были первоначально красноцветными и подверглись восстановлению после завершения раннего диагенеза, когда отлагались феррикальцит, хлорит и сульфиды. На месторождении Крета фрамбоидальный пирит замещается халькозином, а минерализация приурочена к восстановительному барьеру (redox front), который в северном Техасе ориентирован несогласно по отношению к слоистости (личные наблюдения авторов). Рудовмещающие породы характеризуются очень низкой проницаемостью, и это позволяет считать, что минерализация и восстановительный барьер проявлялись до того, как тонкозернистые осадки потеряли свою проницаемость, т. е. в стадию диагенеза. В красноцветных аллювиальных песчаниках месторождений Насимьенто и Корокоро халькозин обычно замещает древесные обломки, еще не подвергшиеся деформации, которая происходит при уплотнении осадков [226]; следовательно, минералообразующие флюиды двигались сквозь проницаемые осадки после их накопления, но до цементации.

Исключительно выдержанная конформность тонких сульфидных слойков со слоистостью труднопроницаемых осадков, наблюдаемая в стратиформных свинцово-цинковых месторождениях, приуроченных к осадочным породам, рассматривается как веский довод в пользу раннего формирования минерализации. Но поскольку слойки в таких осадках обычно являются результатом не только седиментации, но и уплотнения, то при определении относительного времени минерализации этот аргумент не может быть решающим. На месторождениях Мак-Артур-Ривер и Маунт-Айза тонкослоистые вмещающие породы содержат ассоциации аутигенных минералов, образование которых требовало значительного обмена компонентами между поровыми флюидами и толщей осадков. В пределах первого месторождения эти ассоциации содержат калишпат, альбит и ферридоломит, на втором встречены калишпат, альбит, сидерит, феррикальцит и ферридоломит; аутигенные

карбонаты местами замещают здесь сульфаты [127]. На обоих месторождениях еще предстоит много сделать и уже делается для выяснения возрастных соотношений между сульфидами руд и несульфидными аутигенными минералами.

На основе анализа рассматриваемых соотношений в залежи Н.У.С. месторождения Мак-Артур-Ривер Уильямс [221] пришел к заключению, что сульфиды отлагались в диагенетическую стадию на глубине не более 100 м от поверхности осадков. Доказательства отложения сульфидов в толще осадков основываются, в частности, на изучении доломитовых конкреций в породах лежачего и висячего боков. По степени уплотнения осадков определено, что конкреции формировались на глубине более 10 м. Несульфидные слойки, проходящие сквозь конкреции, намного тоньше за пределами конкреций, чем внутри, что свидетельствует об их усадке после образования конкреций. И наоборот, прослои тонкокристаллического пирита намного мощнее в окружающей породе, чем в конкрециях [221]. Другое доказательство было получено при исследовании шаровидных кремнистых конкреций, которые образовались довольно рано и встречаются в пределах минерализованных зон [138]. Бактериальные микрофоссилии, заключенные в кремнистой массе, замещаются и инкрустируются пиритом и ни в одном случае — галенитом или сфалеритом. Это дает основания полагать, что пирит образовался раньше галенита и сфалерита. Еще одно подтверждение такой последовательности минералообразования получено в результате изучения прослоев туфов в минерализованной зоне, где осколки вулканического стекла сохранились от разрушения при аутигенной перекристаллизации и сжатии только в мелких пиритовых конкрециях. Такие законсервированные осколки позднее замещались галенитом, сфалеритом, кварцем, доломитом или калишпатом [43, 119]. Однако ни одна из перечисленных особенностей не позволяет определить максимальную глубину захоронения осадков, на которой начинались процессы минерализации. Лучшим критерием в этом отношении являются обломки полосчатых пирит-галенит-сфалеритовых руд, идентичных обычным рудам залежи Н.У.С., встречающиеся в некоторых слоях внутрирудных оползневых брекчий. Анализ имеющихся данных показал, что, по-видимому, эти обломки попадают в оползневые брекчии из стратиграфически более древних минерализованных горизонтов, которые были приподняты и подверглись эрозии в пределах тектонически неустойчивой восточной границы залежи Н.У.С. Стратиграфическая позиция оползневых брекчий, содержащих рудные обломки, позволяет считать, что рудоотложение начиналось при глубине захоронения осадков не более 100 м [221].

На Раммельсберге очень удобным ключом к определению времени возникновения минерализации оказались карбонатные конкреции, подобные описанным на месторождении Мак-Артур-Ривер. Эти конкреции, фотографии которых приведены в работе Крауме и др. [108], позволяют проследить последовательные стадии уплотнения в последовательных зонах роста конкреций. Хотя степень уплотнения породы вокруг конкреций и, следовательно, глубину их образования определить невозможно, поскольку вмещающие породы на иллюстрациях Крауме не показаны, наличие трещин усадки внутри некоторых конкреций служит доказательством их роста в стадию раннего диагенеза, когда осадки содержали большое количество воды. Не возникает сомнения, что сульфиды появились в осадках очень рано. В то же время в одной из конкреций тонкие прослои галенита и сфалерита встречаются во внешних зонах роста конкреции и не продолжаются в центральную зону, образованную раньше. Это означает, что галенит и сфалерит формировались в процессе раннего диагенеза ниже поверхности раздела осадок — вода.

Несмотря на то что на месторождении Салливан подобные факты не были хорошо задокументированы, наличие признаков деформации осадков в рых-

лом состоянии и рудных обломков в слоистых аргиллитах рассматривалось как доказательство отложения сульфидов близ морского дна или на его поверхности [63]. Такие же признаки и аналогичное истолкование их приводятся для месторождения Мегген [58] и для верхних рудных тел месторождения Силвермайнс Уильямсом и Мак-Ардлом [217]. Хотя указанные факты очень хорошо согласуются с предположением о раннем отложении сульфидов, все же нам не известны какие-либо детальные исследования, проведенные на упомянутых месторождениях с целью проверки вероятности формирования минерализации в стадию диагенеза, а не в процессе осадконакопления. Поэтому мы предостерегаем против некритического принятия чисто конседиментационной гипотезы, пока такие работы не проведены. Разница между конседиментационным и диагенетическим вариантами становления оруденения ни в коем случае не является малозначащей, когда речь идет о выяснении механизма рудоотложения и разработки методов поисков и разведки.

Температура минералообразования. Выяснение вопроса о времени формирования оруденения рассматриваемых месторождений существенно осложнено также нехваткой данных по температурам минералообразования. Те немногие стратиформные месторождения в осадочных породах, для которых получены значения температур в результате изучения газово-жидких включений или распределения изотопов, перечислены в табл. 6. Из всех

Таблица 6. **Температуры образования различных стратиформных месторождений в осадочных породах по данным исследования газово-жидких включений и фракционирования изотопов серы, углерода и кислорода**

Месторождения	Температура газово-жидких включений, °С *	Галенит-сфалеритовые изотопные температуры, °С **	Изотопная температура по доломиту, °С ***
Маунт-Айза (Pb-Zn)		290—350 [179]	
Мак-Артур-Ривер (N.Y.C.)		80—230 [177]	170—240 [157]
Мак-Артур-Ривер (Кули — Ридж)		120—290 [157]	175—325 [157]
Силвермайнс	190—280 [77]	40—430 [39]	
Леди-Лоретта		110—280 [32]	
Салливан		210—500 [63]	
Брокен-Хилл		Средняя 620 [21]	
Лайсвалль	145—180 [147]	Галенит и сфалерит изотопно неравновесны [147]	

* Рассчитаны на основе уравнения фракционирования серы для пары галенит — сфалерит Чамански и Рая [45].
** Температуры выше 300° С объясняются изотопной неравновесностью [77].
*** Эти температуры зависят от принятой модели, и приведенные значения соответствуют максимально допустимым.

этих месторождений только Мак-Артур-Ривер, Силвермайнс, Леди-Лоретта и Лайсвалль не испытали метаморфизма, который, видимо, лишает нас возможности установления первичных температур. Температурные пределы рудообразования не определены ни для одного из медных месторождений. Отсутствие данных объясняется тем, что месторождения этой группы, если они не метаморфизованы, характеризуются чрезвычайно тонкозернистыми рудами, что сильно затрудняет изучение газово-жидких включений и разделение минеральных фаз для изотопных исследований (а также обогащение руд).

Имеющиеся немногие разрозненные данные не позволяют нарисовать общую картину температурного режима формирования месторождений рассматриваемой группы. Некоторые вопросы, связанные с определением температур по изотопным соотношениям, обсуждаются в следующем разделе. Если приведенные температуры, значительно превышающие даже точку кипения рассолов при невысоком всестороннем давлении, реальны, то вполне понятно, что это должно оказать существенное влияние на интерпретацию условий и механизма рудообразования. Эти вопросы будут рассмотрены в заключительном разделе.

Изотопные данные

При выяснении особенностей рудообразующих процессов большую помощь может оказать исследование изотопного состава серы, углерода, кислорода, водорода и свинца рудных месторождений; обзоры по изотопии перечисленных элементов выполнены соответственно Омото и Раем [140], Тейлором [192], До и Зартманом [52]. На стратиформных месторождениях, залегающих в осадочных породах, чаще всего изучается изотопный состав серы и свинца, но заметно возрастает число исследований и других изотопов, особенно углерода и кислорода в карбонатах, ассоциирующихся с сульфидами.

Изотопы серы. *Медные месторождения.* На рис. 7а показано частотное распределение значений $\delta^{34}S$ сульфидов для тех медных месторождений, упоминаемых в табл. 1, для которых имеются эти данные. Характерен широкий

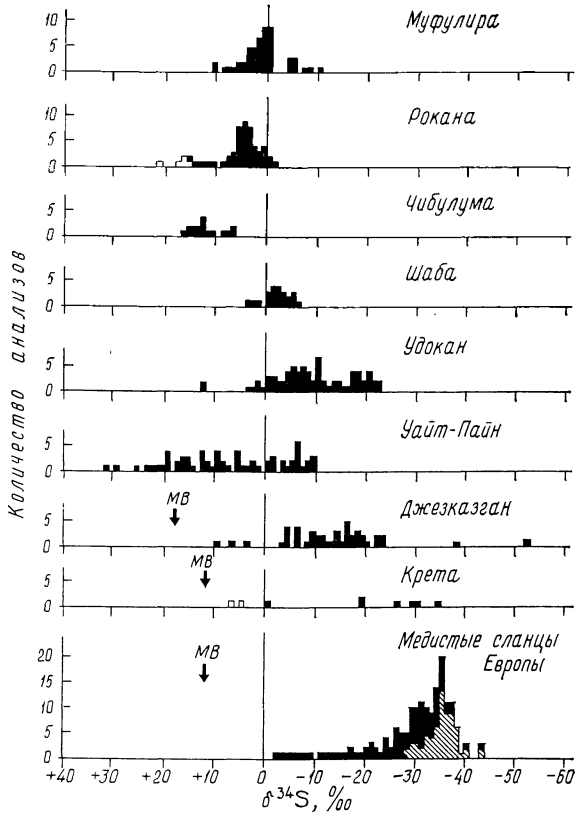


Рис. 7а. Изотопный состав серы в минералах стратиформных медных месторождений в осадочных породах: в сульфидах цветных металлов (черные прямоугольники), в сульфидах железа (заштриховано) и сульфатах — гипсе и ангидрите (светлые прямоугольники); данные для сульфатов Роканы включают и данные по ангидриту из эквивалентов толщи Роан; стрелка, помеченная буквами МВ, показывает состав сульфатов воды палеоморей. Источники сведений: Муфулира, Рокана, Чибулума и Шаба — [48], Удокан — [17, 35], Уайт-Пайн — [27], Джезказган — [17], Крета — [102], медистые сланцы Европы — [125].

разброс величин (обычно $>30^0/_{00}$), а форма частотных гистограмм либо уплощенная (например, для месторождений Удокан, Уайт-Пайн, Джезказган), либо резко асимметричная (например, для медистых сланцев Европы). Исключения в этом отношении составляют месторождения африканского Медного пояса: они характеризуются узким разбросом и «пиковой» формой распределения, что, возможно, обусловлено гомогенизацией ранее широко разбросанных значений при метаморфизме [48]. Средние значения $\delta^{34}S$ в сульфидах медных месторождений меняются в пределах от больших положительных (Уайт-Пайн) через близкие к нулю (Муфулира) до больших отрицательных (медистые сланцы Европы).

Отрывочная информация имеется относительно характера изменения $\delta^{34}S$ сульфидов в пределах отдельных медных месторождений. На наиболее изученном месторождении Уайт-Пайн Берни и др. [27] обнаружили сложное пространственное распределение $\delta^{34}S$ сульфидов в опробованных горизонтах, что, вероятно, связано с литофациальными изменениями от горизонта к горизонту, а потому в поперечных вертикальных разрезах $\delta^{34}S$ сульфидов колеблется очень широко и несистематично. Так, значения $\delta^{34}S$ сульфидов могут возрастать вверх по стратиграфическому разрезу (рудничный участок 30E), уменьшаться в том же направлении (участок 36F) или вести себя незакономерно (участки 25F и 30H). Хотя другие медные месторождения не столь хорошо изучены, изменчивость $\delta^{34}S$ сульфидов в нескольких вертикальных разрезах, установленная для Медного пояса [48] и для медистых сланцев Европы на удалении от промышленных руд [125], позволяет предполагать, что широкие и сложные вариации значений $\delta^{34}S$ сульфидов вообще характерны для медных месторождений.

Свинцово-цинковые месторождения. Частотное распределение значений $\delta^{34}S$ сульфидов для тех свинцово-цинковых месторождений, упомянутых в табл. 1, для которых имелись определения, показано на рис. 7б. В противоположность медным месторождениям изотопный состав серы сульфидов свинцово-цинковых месторождений укладывается в узкие пределы (обычно $<30^0/_{00}$) и дает отчетливый пик. Средние значения $\delta^{34}S$ сульфидов, как правило, располагаются либо около $0^0/_{00}$ (Салливан, Брокен-Хилл), либо в области больших положительных значений (Маунт-Айза, Раммельсберг, Мегген). Распределение изотопов серы для рудных тел месторождения Силвермайнс оказалось необычным. В рудном теле «Нижнее G», имеющем несогласное залегание и наиболее близко примыкающем к предполагаемой рудоподводящей системе разломов, отмечается пиковое распределение с центром около $0^0/_{00}$, как и на других свинцово-цинковых месторождениях. Согласные рудные тела «B» и «Верхнее G», образовавшиеся, как полагают, вследствие отложения сульфидов на поверхности осадка или близ нее, характеризуются плоскими гистограммами распределения, занимающими широкий интервал отрицательных значений, подобно распределению $\delta^{34}S$ сульфидов многих медных месторождений.

Вариации $\delta^{34}S$ сульфидов в пределах отдельных свинцово-цинковых месторождений детально проанализированы только на Салливане и Раммельсберге. В отличие от медных месторождений значения $\delta^{34}S$ сульфидов в обоих этих случаях обнаруживают закономерности, неизменные в пределах всего месторождения. На месторождении Салливан, например, Кемпбелл и др. [29] установили, что значения $\delta^{34}S$ галенита, сфалерита, пирита и пирротина, особенно для полосчатых руд восточного участка месторождения, с глубиной систематически возрастают. На Раммельсберге, напротив, Ангер и др. [3] обнаружили, что значения $\delta^{34}S$ галенита, сфалерита, халькопирита и пирита в главных рудных телах с глубиной систематически уменьшаются. Эта закономерность более отчетлива для сульфидов цветных металлов, чем для пирита, в котором $\delta^{34}S$ отличается значительно бо́льшим разбросом.

Различное распределение изотопов серы в сульфидах цветных металлов и в пирите более четко проявлено на других, менее изученных свинцово-цинковых месторождениях. Так, в рудных телах Н.Y.С. [177] и Леди-Лоретта [32] в отдельных профилях значения $\delta^{34}S$ в пирите систематически растут вверх по разрезу, а в галените и сфалерите не обнаруживают заметной зависимости от стратиграфического положения.

Механизмы осаждения сульфидов. Широкая дисперсия значений $\delta^{34}S$ сульфидов на медных месторождениях, часто доходящих до больших отрицательных величин, обычно рассматривается как свидетельство формирования сульфидов при бактериальном восстановлении сульфатной серы [99, 168], поскольку такой изотопный состав серы характерен для сульфидов, образованных этим путем в современных осадках [33, 75]. На месторождениях Уайт-Пайн и в медистых сланцах Европы указанный механизм образования сульфидов дополнительно подтверждается наличием фрамбоидальных сульфидных агрегатов и положительной корреляцией сульфидной серы с органическим углеродом: аналогичные свойства современных осадков являются следствием бактериальной сульфат-редукции [219]. Однако подобные заключения следует делать с осторожностью, так как приведенные доказательства биогенного образования сульфидов неоднозначны. Например, широкий разброс значений $\delta^{34}S$ сульфидов может в определенных условиях быть следствием неорганических реакций с участием серы [76, 139, 206]; кроме того, образующиеся абиогенным путем сульфиды могут обладать и фрамбоидальной структурой [75]. Незави-

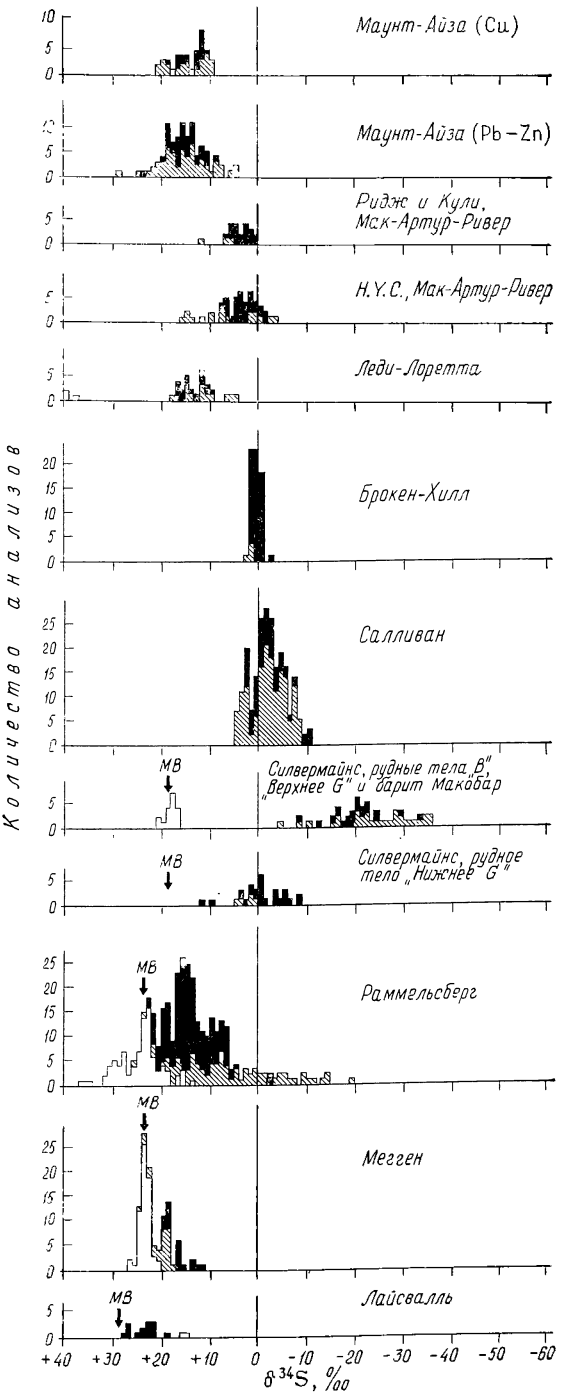


Рис. 7б. Изотопный состав серы стратиформных свинцово-цинковых месторождений в осадочных породах. Обозначения те же, что и на рис. 7а, но сульфат в данном случае представлен баритом. Источники сведений: Маунт-Айза — [179], Ридж и Кули — [157], Н.Y.С. — [177], Леди-Лоретта — [32], Брокен-Хилл — [21, 186], Салливан — [29], Силвермайнс — [39, 77], Раммельсберг — [3], Мегген — [28], Лайсвалль — [147].

симые доказательства формирования сульфидов при температуре ниже 100° С и в самом начале раннего диагенеза служат веским дополнительным свидетельством в пользу биологического механизма.

Характер распределения значений $\delta^{34}S$ сульфидов свинцово-цинковых месторождений обычно интерпретируется как свидетельство неорганического, а не биогенного их формирования. Действительно, сульфидные месторождения многих типов, сформированные при температурах, слишком высоких для деятельности бактерий, характеризуются такими же распределениями $\delta^{34}S$ сульфидов, как и рассматриваемые свинцово-цинковые месторождения [140]. Однако подобная интерпретация не может основываться только на изотопном составе серы, поскольку аналогичный характер распределения $\delta^{34}S$ при благоприятных условиях может быть результатом органических реакций образования сульфидов [Уильямс и др., в печати]. Даже при наличии иных свидетельств в пользу неорганических процессов данные по изотопии серы сами по себе не могут быть использованы в качестве надежного критерия оценки механизма минералообразования и его относительного возраста. Здесь также требуются независимые данные о возрасте и температуре. Например, значения изотопного состава серы залежи Н.Y.С. привлекаются к обоснованию представлений как об осадочно-эксгаляционном [177], так и об эпигенетическом метасоматическом [223] происхождении сульфидных руд. Подобные взаимоисключающие суждения могут основываться на более обширной совокупности изотопных данных по сере таких месторождений, как Салливан и Раммельсберг.

Источники серы. Для точного определения источников серы рудных месторождений по изотопии серы необходимо рассчитать изотопный состав суммарной серы ($\delta^{34}S_{\Sigma S}$) в минералообразующей системе [158]. К сожалению, ни в одном из исследований изотопов серы, выполненном до настоящего времени на стратиформных месторождениях в осадочных породах, не получено достаточной информации для удовлетворительного определения $\delta^{34}S_{\Sigma S}$, поэтому мы вынуждены использовать косвенные пути выяснения источников серы на основе имеющихся изотопных данных.

Особенно часто ссылаются на попытку такого рода, предпринятую Сангстером [161, 162, 164], который сопоставил средние значения $\delta^{34}S$ сульфидов фанерозойских стратифицированных сульфидных месторождений в вулканогенных и осадочных породах (т. е. включая стратиформные месторождения в осадочных породах — предмет рассмотрения настоящей статьи) с величинами $\delta^{34}S$ синхронных морских сульфатов. При таком сопоставлении выявилась существенная корреляция между обеими сериями значений, причем значения $\delta^{34}S$ сульфидов для месторождений в вулканогенных породах оказались в среднем на $17^0/_{00}$ ниже, чем $\delta^{34}S$ сульфатов, а значения $\delta^{34}S$ сульфидов из месторождений в осадочных породах были примерно на $14^0/_{00}$ ниже, чем $\delta^{34}S$ морских сульфатов [164]. Существование подобной корреляции представляет серьезное доказательство в пользу представлений о том, что сульфидная сера таких месторождений заимствована из сульфатов, существовавших во время рудоотложения морей. Сангстер [161, 162] высказал предположение, что в месторождениях обоих типов сульфат-ион был восстановлен до сульфид-иона бактериями, однако Сасаки [165] и Сасаки с Кадзиварой [166] убедительно показали, что на месторождениях в вулканогенных породах восстановление серы скорее всего происходило благодаря неорганическим реакциям при высоких температурах.

Примененный Сангстером подход встречает затруднения, если его попытаться использовать для оценки источников сульфидной серы стратиформных месторождений в осадочных породах, рассматриваемых в данном обзоре. Во-первых, такой подход неприложим к большинству важнейших страти-

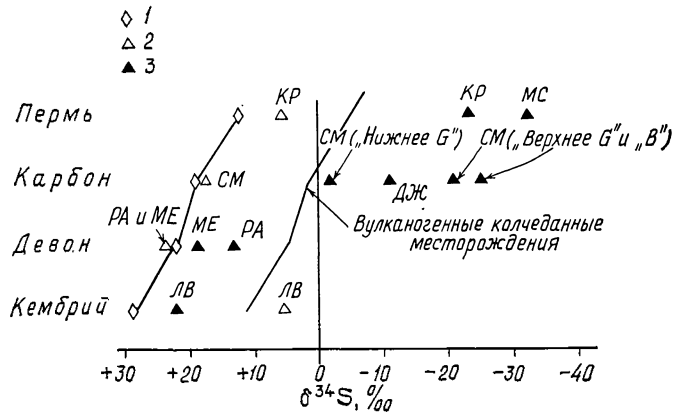


Рис. 8. Сравнение значений $\delta^{34}S$ для сульфидов и сульфатов из стратиформных месторождений в осадочных породах и для одновозрастных с ними морских сульфатов. Кривая для вулканогенных колчеданных месторождений смещена на $17^0/_{00}$ в сторону отрицательных значений по сравнению с кривой для одновозрастной с ними морской воды; эту среднюю величину фракционирования установил Сангстер [164]; кривая для морской воды заимствована у Холсера [94]. СМ — Силвермайнс, ДЖ — Джезказган, КР — Крета, МС — медистые сланцы Европы, РА — Раммельсберг, МЕ — Мегген, ЛВ — Лайсвалль. *1* — морские сульфаты; *2* — сульфаты из руд (среднее); *3* — сульфиды из руд (среднее).

формных месторождений в осадочных породах протерозойского возраста, так как кривая $\delta^{34}S$ морских сульфатов для протерозоя неизвестна. Во-вторых, даже для фанерозойских месторождений предпринятая попытка не дала однозначного доказательства того, что именно морские сульфаты были источником основной массы сульфидной серы [34]. Для иллюстрации этого положения мы сопоставили на рис. 8 средние значения $\delta^{34}S$ сульфидов и сульфатов тех же фанерозойских месторождений, что изображены на рис. 7, с величинами $\delta^{34}S$ морских сульфатов соответствующего возраста (для месторождений средние величины рассчитывались с использованием метода исключения предположительно ошибочных значений, предложенного Сангстером [161, 162]). Между двумя сериями данных не обнаружилось той заметной корреляции, которая получалась по данным, использованным Сангстером. Средние значения $\delta^{34}S$ сульфидов для месторождений Джезказган, Крета и медистых сланцев Европы примерно на $30—43^0/_{00}$ меньше, чем у одновозрастных морских сульфатов, тогда как подобные значения для свинцово-цинковых месторождений Раммельсберг, Мегген и Лайсвалль всего только на $3—9^0/_{00}$ меньше, чем у одновозрастных морских сульфатов. Изотопный состав серы трех рудных тел месторождения Силвермайнс тоже обнаруживает две различные тенденции. Значения $\delta^{34}S$ сульфидов для рудного тела «Нижнее G», как и для вулканогенных месторождений, в среднем примерно на $20^0/_{00}$ меньше, чем у морских сульфатов, а для рудных тел «Верхнее G» и «B» такая разница гораздо больше (приблизительно $40^0/_{00}$). Хотя подобные расхождения не позволяют окончательно исключить возможность того, что источником сульфидной серы были морские одновозрастные сульфаты, отсутствие корреляции между двумя сериями значений $\delta^{34}S$ противоречит представлению, согласно которому морские сульфаты были несомненным или хотя бы наиболее вероятным источником серы стратиформных месторождений в осадочных породах.

В отличие от $\delta^{34}S$ сульфидов устанавливается близкое соответствие между значениями $\delta^{34}S$ барита месторождений Силвермайнс, Раммельсберг и Мегген, а также пластового гипса месторождения Крета и одновозрастных морских сульфатов (см. рис. 8). Это позволяет считать, что сульфаты указанных месторождений образовались за счет одновозрастных сульфатов

морской воды. Расхождение между изотопным составом серы сульфидов и сульфатов на рассматриваемых месторождениях заставляет предполагать отсутствие равновесия или (и) сложную историю минералообразования, в которой надо разобраться, прежде чем интерпретировать изотопные данные. Приведенные примеры указывают на рискованность интерпретации изотопного состава сульфидов при отсутствии соответствующих данных по сосуществующим сульфатам. На месторождении Лайсвалль $\delta^{34}S$ барита оказывается меньше, чем у каких-либо сульфидов или сульфатов раннекембрийского моря. Риккард и др. [147] полагают, что барит образовался за счет иного источника, нежели сульфиды, и в другое время.

Изотопный состав серы как геотермометр. Оценка температуры минералообразования по изотопии серы [140] основывается на том факте, что разница в значениях $\delta^{34}S$ для двух сульфидов, кристаллизовавшихся в равновесии друг с другом (и не испытавших позднейшего изотопного обмена), является функцией температуры.

К сожалению, этот геотермометр невозможно было использовать для изученных к настоящему времени медных месторождений из-за отсутствия надежных данных по сосуществующим парам сульфидов. Однако для некоторых месторождений изотопный состав серы позволяет косвенно определить примерную температуру образования сульфидов. Например, если по распределению значений $\delta^{34}S$ и другим особенностям считать, что на месторождениях Уайт-Пайн и медистых сланцев Европы сульфиды образовались при бактериальном восстановлении сульфатной серы, то для этого были необходимы температуры, не превышающие 100° С [198].

Серо-изотопный геотермометр оказалось возможным использовать для нескольких свинцово-цинковых месторождений, поскольку по ним имелись обширные данные для сосуществующих галенита и сфалерита — пары, очень удобной для целей геотермометрии [140]. Температуры образования различных месторождений, рассчитанные с использованием этой пары сульфидов, приведены в табл. 6. Для более метаморфизованных месторождений (например, Брокен-Хилл и Салливан) температуры оказались очень высокими, отвечающими не столько первоначальным температурам отложения минералов, сколько температурам метаморфизма, при котором происходил обмен изотопами серы. Вместе с тем температуры для неметаморфизованных месторождений, таких, как Силвермайнс и Мак-Артур-Ривер, оказались гораздо более низкими, и они могут соответствовать температурам минералообразования. Подобные заключения следует делать с осторожностью, так как они исходят из допущения, что в процессе образования галенита и сфалерита достигалось изотопное равновесие. Данное утверждение трудно проверить. Лишь в редких случаях (если это удается вообще) мы можем быть уверены, что оба этих сульфида образовались одновременно, и если это так, то они находились в изотопном равновесии между собой. Более чем вероятно, что в близповерхностных условиях, в которых формировались такие месторождения, изотопное равновесие из-за замедленной кинетики никогда не достигалось. Кроме того, для большинства таких месторождений разделение тонкозернистых агрегатов сульфидов чрезвычайно затруднено, а неполное разделение приводит к завышению температур. Итак, хотя «изотопные» температуры образования рассматриваемых свинцово-цинковых месторождений оказались более высокими, нежели медных месторождений, в настоящее время убедительных подтверждений этому нет.

Изотопы углерода и кислорода. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из стратиформных месторождений в осадочных породах изучался мало. Имеются данные о величинах $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ для медистых сланцев Европы [125], месторождений Мак-Артур-Ривер [178, 157], Маунт-Айза [179]

и Лайсвалль [147], но только для месторождения Мак-Артур-Ривер и медистых сланцев Европы проведенные исследования можно считать в достаточной мере полными.

Рай и Уильямс [157] установили, что на месторождении Мак-Артур-Ривер гидротермальные жильные доломиты из секущих рудных тел Кули и Ридж обнаруживают четкую линейную зависимость $\delta^{13}C$ от $\delta^{18}O$. Соотношения этих величин для доломитов из вмещающих пород располагаются над указанной линией, что свидетельствует об отсутствии изотопного смешения между осадочным породообразующим доломитом (как одним конечным членом) и гидротермальным доломитом (как другим конечным членом). Более того, Рай и Уильямс показали, что указанная линия отражает кристаллизацию доломита из гидротермального флюида при меняющихся физико-химических условиях. Модельный анализ этой линии позволяет предположить, что около разлома Эму доломит осаждался при довольно высоких температурах (не более 350° С), а с удалением от этого разлома — при более низких температурах (не превышающих 175° С). Эти модельные температуры хорошо согласуются с температурами, установленными по изотопному фракционированию серы в паре галенит — сфалерит для тех же участков месторождения. Далее моделирование показывает, что гидротермальный флюид должен характеризоваться величиной $\delta^{13}C_{PDB}$, примерно равной $-2{,}7‰$, и значением $\delta^{18}O_{SMOW}$ около $+12{,}5‰$. Другими словами, указанный флюид мог быть либо рассолом седиментационного бассейна, либо магматогенным флюидом, пришедшим в изотопное равновесие с огромной массой осадочного карбоната. Заведомо обломочные доломиты из стратиформных залежей Н.Y.С. и Ридж-II характеризуются изотопным составом, попадающим на линию гидротермальных доломитов и продолжающим ее. Это означает, что данные доломиты пришли в равновесие с теми же самыми флюидами, за счет которых сформировались секущие рудные тела. Таким образом, подтверждается представление, согласно которому оба типа оруденения генетически связаны между собой, а осадки, вмещающие стратиформную минерализацию, в процессе рудоотложения подверглись гидротермальной переработке.

На месторождениях медистых сланцев Европы значения $\delta^{13}C_{PDB}$ и $\delta^{18}O_{SMOW}$ доломитов и кальцитов находятся в пределах от -5 до $+5‰$ и от 18 до $32‰$ соответственно. Эти значения, типичные для морских и озерных карбонатов [125], в отличие от ситуации, имеющей место на месторождении Мак-Артур-Ривер, не обнаруживают заметной связи с изотопными данными для убогой рудной минерализации. Такое положение свидетельствует либо о сингенетичности сульфидов с вмещающими осадочными породами, либо о том, что минерализующие флюиды по своему изотопному составу были подобны морской воде, либо о том, что при низких температурах, свойственных минералообразованию, перекристаллизация и изменение изотопного состава минералов вмещающих пород оказались незначительными. В дальнейшем остается проверить применимость данных Маровского [125], полученных для удаленных от промышленной минерализации районов, к реальным рудным телам в медистых сланцах Европы.

Изотопы свинца. Отношения изотопов свинца определялись для многих стратиформных месторождений в осадочных породах, включая Брокен-Хилл, Маунт-Айзу, Мак-Артур-Ривер и Салливан [44], медистые сланцы Европы, Раммельсберг и Мегген [209], месторождения Ирландии [77] и Насимьенто [52]. Эти отношения обычно используются для определения возраста оруденения либо для установления источников свинца и косвенно источников других металлов. Обзоры, посвященные использованию свинцово-изотопных данных, были недавно опубликованы До и Стейси [51], До и Зартма-

ном [52] и Сангстером [164]. Изотопный состав свинца таких месторождений, как Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Мак-Артур-Ривер, Салливан и месторождений Ирландии, гомогенный, и соответствующие ему точки ложатся на расчетную кривую простой одностадийной модели эволюции изотопов земного свинца, иначе говоря, это обычный свинец (см., например, [44]). Точка на кривой одностадийной эволюции, отвечающая изотопному составу свинца какого-либо месторождения, дает его модельный возраст, и последний часто рассматривается как возраст оруденения. Однако по мере того, как накапливались данные о возрасте месторождений, полученные другими методами, все яснее становилось, что простая одностадийная модель свинцовых возрастов приводит зачастую к большим ошибкам. Из этого следует, что эволюция свинца рудных месторождений была гораздо более сложной, чем предполагается в одностадийной модели. Для объяснения наблюдаемых ошибок в определении возраста были разработаны более сложные модели [44, 52], но все они зависят от допущений относительно характера исходного вещества, которые подчас трудно проверить.

Использование изотопов свинца для установления источников металлов также сопряжено с массой затруднений. На первых порах исследователи исходили из постулата о заимствовании рудного свинца обычного типа непосредственно из мантии [187]. Однако после обнаружения упомянутых выше расхождений в определениях возраста и появления данных по отношениям изотопов свинца океанических эффузивных пород и ксенолитов в них стало очевидным, что мантийный источник маловероятен и что обычный свинец скорее всего заимствован из хорошо перемешанного вещества верхней части земной коры [51, 146]. В качестве источника свинца для залегающих в осадочных породах стратиформных месторождений, характеризующихся обычным свинцом, выдвигались все типы пород верхней части земной коры, но во всех случаях такие гипотезы не были подтверждены достаточным количеством необходимых измерений изотопных отношений свинца из предполагаемых материнских пород.

Общая характеристика геологических особенностей месторождений и их минерального состава

Основные особенности стратиформных месторождений в осадочных породах, обсуждавшиеся выше, отражены на рис. 9. Медные месторождения, которым свойственно вкрапленное оруденение, резко отличаются от большинства свинцово-цинковых, руды которых по преимуществу массивные или полосчатые. Второстепенные меднорудные и свинцово-цинковые рудные залежи представлены, как правило, вкрапленными рудами и приурочены к лежачему боку основных рудных тел или к рудоподводящим трещинным структурам. Сочетание крупных медных и свинцово-цинковых рудных залежей на Маунт-Айзе является, по всей видимости, уникальным: Связано ли это с действительно уникальным пространственным совпадением двух самостоятельных месторождений или с тем, что еще не найдены значительные меднорудные зоны у других известных свинцово-цинковых залежей либо зоны свинцово-цинковых руд у других известных залежей медных руд?

Обилие свинца и цинка в месторождениях Любин, Мансфельд и Джезказган резко контрастирует с их отсутствием в большинстве других залегающих в осадочных породах стратиформных медных месторождениях, несмотря на принципиальное сходство геологических условий формирования. Связано ли это с ошибочным направлением поисково-разведочных работ

или с существованием каких-то специфических особенностей в природе минералообразующих растворов и процессах рудообразования в этих рудных районах — этот важный вопрос мы рассмотрим в следующем разделе.

Как можно видеть на рис. 9, для медных месторождений характерно поразительное сочетание таких признаков, как наличие проницаемых крас-

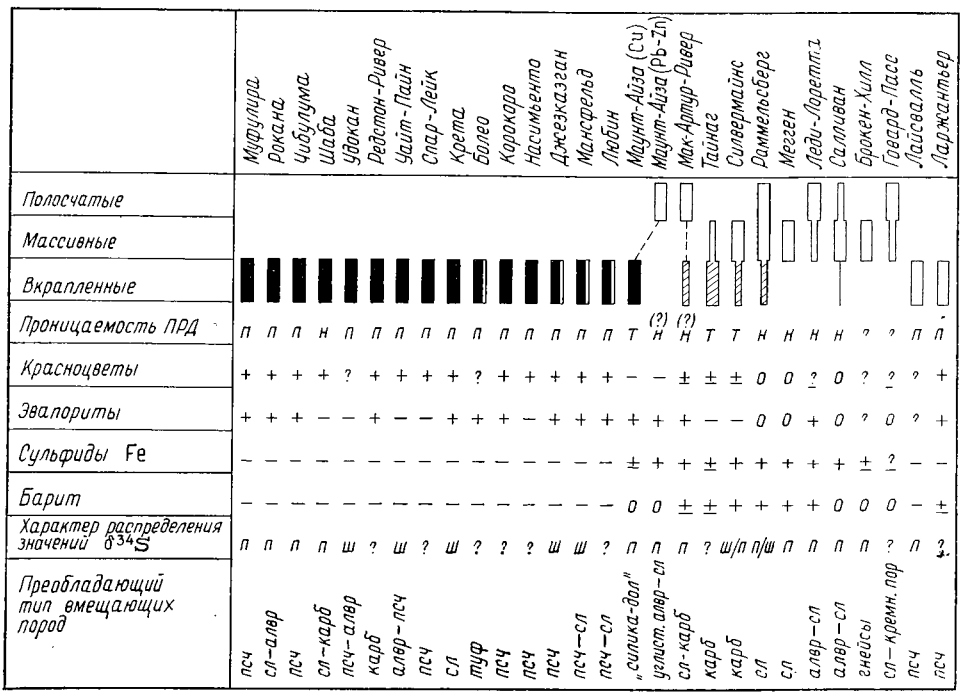


Рис. 9. Сводка основных геологических сведений о стратиформных медных и свинцово-цинковых месторождениях в осадочных породах. Прямоугольниками обозначены типы текстур руд для медных месторождений (черные), свинцово-цинковых (светлые) и свинцово-цинковых с подчиненным количеством меди (штриховка). Проницаемость пород после раннего диагенеза (ПРД): П — пластовая, Т — трещинная, Н — практически непроницаемые породы. Знак плюс обозначает тесную ассоциацию или широкое распространение, а минус — слабую либо дальнюю ассоциацию или малую распространенность; вопросительным знаком отмечены спорные данные или отсутствие данных об ассоциации или распространении; О — отсутствие связи. Характер распределения значений $\delta^{34}S$: П — «пиковое», Ш — широкий разброс.

ноцветных пород, небольшое содержание сульфидов железа и барита. Многим свинцово-цинковым месторождениям свойственна отдаленная связь с красноцветами и эвапоритами, но гораздо более тесная ассоциация сульфидов с баритом. Указанные различия выражены настолько ярко, что все исключения заслуживают, по-видимому, самого пристального внимания.

Примечательной чертой рассматриваемых объектов является отсутствие связи между литологией вмещающих пород и другими геологическими особенностями месторождений. В качестве одного из наиболее ярких примеров такого явления можно привести резкие различия литологии пород и структурно-стратиграфической позиции Раммельсберга и Маунт-Айзы — двух месторождений, которые во многих других отношениях весьма похожи. Поэтому влияние литологических особенностей пород на оруденение представляется косвенным опосредованным влиянием таких факторов, как харак-

тер распределения органического вещества и/или случайная близость к рудоподводящим разломам.

В месторождениях с массивными и полосчатыми рудами литология вмещающих пород разнообразна, и сульфидная минерализация локализуется в них, как правило, беспорядочно, хотя и сульфиды, и несульфидные минералы, по-видимому, совместно подверглись последующему диагенезу. В целом литология вмещающих пород является, по всей видимости, одним из наименее существенных признаков рассматриваемых месторождений.

В результате проведенного выше анализа влияния тектонических условий на оруденение не удалось обнаружить никаких особенностей локализации, свойственных всем месторождениям. Это может объясняться недостаточностью наших знаний о структурной позиции и истории формирования месторождений. Многие медные месторождения располагаются там, где рассолы седиментационного бассейна, растекавшиеся в стороны по проницаемым осадкам лежачего бока рудных тел, могли встречать на своем пути восстановительные барьеры, но другие месторождения не обнаруживают заметного влияния структурных, стратиграфических или гидрологических условий. Многие свинцово-цинковые месторождения располагаются рядом или над рудоподводящими структурами, но на некоторых, например на Меггене, такие структуры не установлены. Каждое месторождение следует рассматривать как результат уникального сочетания условий, так как существует много возможных типов рудоподводящих структур, которые служат каналами для минералообразующих флюидов на их пути от потенциального источника металлов до потенциальных участков рудоотложения.

Зональность в стратиформных месторождениях среди осадочных пород характеризуется, как правило, стандартной последовательностью, но морфология зон очень изменчива. Для медных месторождений типичен зональный ряд от халькозин-борнитовой ассоциации с высоким отношением Cu/Fe (которой иногда предшествует зона гематитизированных пород, лишенная сульфидов) через зоны с понижающимся отношением Cu/Fe и халькопирит-пиритовую до зоны слабо пиритизированных пород. Эта последовательность обычно наблюдается и в вертикальном, и в горизонтальном направлении. Ориентировка зональности, как вертикальной, так и латеральной, часто меняется на противоположную в различных участках одного месторождения без соответствующих изменений литолого-фациального состава пород (примеры — Муфулира и Удокан). Зональный тренд обычно бывает сквозным, проходящим по вертикали через серию чередующихся осадочных фаций (Рокана, Редстон-Ривер и Уайт-Пайн). Хотя минеральную зональность объясняли влиянием палеогеографических условий, такое объяснение представляется сомнительным даже в тех случаях, когда оно выдвигалось с большой уверенностью (Замбия, медистые сланцы Европы), и совсем лишено оснований применительно к большинству прочих месторождений (Удокан, Редстон-Ривер, Уайт-Пайн и др.). К медным месторождениям без заметно выраженной зональности относятся те, в которых доминирующим или единственным медным минералом является халькозин. Руды их содержат переменные, но обычно небольшие количества пирита, доля которого не определялась, и, как правило, не подвергались метаморфизму. Весьма вероятно, что борнит и халькопирит, присутствующие в рудах сравнительно сильно метаморфизованных месторождений (например, месторождений Замбии), могли образоваться в результате взаимодействия между пиритом и халькозином при метаморфизме. Однако подобное объяснение не может быть подтверждено прямыми доказательствами, а в отношении таких неметаморфизованных образований, как месторождения в медистых сланцах, оказывается несостоятельным. Если зональность возникла в процессе метаморфизма, она должна отражать преимущественно особенности исходного распределения

относительных количеств халькозина и пирита, а не различия в растворимости различных сульфидов меди и железа, что ограничивает возможность использования характера зональности для определения направления движения минералообразующих флюидов и возможных химических реакций.

На большинстве месторождений, содержащих наряду с медью значительные количества свинца и цинка, наблюдаемая последовательность, как правило, такова: медь → свинец → цинк → железо, что соответствует увеличению произведений растворимости моносульфидов указанных металлов при температуре ниже 200° С [91]. Но наблюдаются различные в разной степени выраженные перекрытия соседних зон, например медной и свинцовой, а также колебания в относительных содержаниях металлов в рудах. Расположение медной зоны в основании рудного тела и ее близость к предполагаемым питающим каналам в преимущественно свинцово-цинковых месторождениях согласуются с выводом о том, что медь достигает здесь состояния насыщения раньше, чем свинец и цинк. В ряде конкретных случаев обнаруживаются отклонения от указанного расположения зоны свинца относительно зон цинка и серебра, но в данный момент мы ими пренебрегаем, так как они мешают установлению общих закономерностей. Вопросы развития зональности во времени также очень важны, но на каждом конкретном месторождении они, в лучшем случае, не поняты до конца (например, [155]). Последнее прежде всего относится к месторождению Маунт-Айза, но длительные и эволюционировавшие во времени процессы минералообразования развивались, вероятно, на всех рассматриваемых месторождениях. Действительно, Смирнов [175] считает длительность образования одной из отличительных черт стратиформных сульфидных месторождений.

Зональность свинцово-цинковых месторождений выражена наиболее отчетливо, когда они содержат значительное количество железа (как в сульфидной, так и в окисной форме), бария или меди. Зональный ряд свинец → → цинк → барий является обычным, и, как правило, он ориентирован в стороны или вверх от возможного питающего канала. Однако и здесь существуют исключения, кроме того, возрастные соотношения изучены плохо. Вариации отношения свинец/цинк и содержаний элементов-примесей обычно выражены слабо, и, к сожалению, сведения о них в опубликованных работах редки. Интересны различия в поведении железа на разных месторождениях. Центральная обогащенная железом зона месторождения Салливан, по-видимому, приурочена к расположенному глубже питающему каналу. И наоборот, концентрации железа в сульфидной форме возрастают на фланге месторождения Маунт-Айза (Pb-Zn) и в висячем боку залежи H.Y.C. месторождения Мак-Артур-Ривер, но особенности распределения железа на этих месторождениях исследованы недостаточно детально. Окисные фации железистых кварцитов аналогичным образом тяготеют к внешней латеральной зоне минерализации на месторождении Тайнаг и, возможно, на Брокен-Хилле. Периферическая баритовая зона на месторождении Мегген выражена более резко, хотя и на других месторождениях барит концентрируется по периферии и в висячем боку. Интересный вариант зональности наблюдается на месторождении Силвермайнс, где массивный барит занимает ту же самую зону, что и стратиформные свинцово-цинковые руды, но располагается, пожалуй, ближе к рудоподводящему разлому. Он образовался отчетливо раньше и был брекчирован до привноса свинца и цинка.

Отсутствие каких-либо следов ореола околорудных гидротермальных изменений — одна из чаще всего отмечавшихся особенностей стратиформных медных и свинцово-цинковых месторождений. Если не принимать в расчет нетипичный минеральный состав таких сильнометаморфизованных свинцово-цинковых месторождений, как Брокен-Хилл, то осадочные породы, вмещающие и окружающие рудные тела большинства месторождений, по

минералогическим особенностям, за вычетом сульфидов цветных металлов, выглядят (возможно, обманчиво) как вполне аналогичные неоруденелым породам, находящимся в соответствующей геологической обстановке. Зональность несульфидных минералов изучалась лишь в очень немногих случаях. Так, на медных месторождениях установлено отсутствие ангидрита и его явное замещение кальцитом и доломитом (Муфулира и другие месторождения Замбии). Рутил является единственным железо-титановым окислом в рудах Шабы (и во многих других медных месторождениях, которые мы исследовали), тогда как в красноцветных осадочных породах за пределами рудных зон широко развиты гематит, обломочные магнетит и ильменит. Довольно обычным является преобразование обломочных полевых шпатов в альбит или калишпат, но пространственные соотношения участков таких изменений с сульфидной минерализацией не описаны ни на одном из упомянутых нами месторождений.

Интенсивная перекристаллизация вмещающих пород с превращением в так называемые «силика-доломиты», которая сопровождает медные руды Маунт-Айзы, отличает это месторождение от всех других рассмотренных выше медных месторождений, но напоминает доломитизацию в секущих залежах ирландских месторождений, силицификацию «рудоносных глинистых сланцев» месторождения Раммельсберг, а также интенсивную хлоритизацию и турмалинизацию в лежачем боку и альбитизацию пород висячего бока Салливана. Стратиформные рудные залежи свинцово-цинковых месторождений редко сопровождаются заметным изменением или зональностью несульфидных минералов. Считалось, что эта особенность характерна и для рудной залежи Н. Y. С. месторождения Мак-Артур-Ривер, пока Логан [120] не обнаружил там слабое, но достаточно четкое зональное изменение количественных соотношений калишпата с альбитом и доломита с кальцитом. На месторождении Маунт-Айза, где Ван ден Хевель [202] установил развитие вокруг рудных тел широких зон, различающихся содержанием железа в доломите, сейчас начинает вырисовываться гораздо более сложная зональность.

В целом на проведение детальных и систематических минералогических работ в пределах любого из стратиформных месторождений в осадочных породах было затрачено чрезвычайно мало времени по сравнению с тем, которое необходимо для документации большой и сложной зональной системы. До тех пор пока этот пробел не будет восполнен, мы не имеем права заявлять, что в каком-либо из стратиформных месторождений значительные зоны изменения отсутствуют, и не будем иметь адекватной картины распределения минеральных ассоциаций, необходимой для правильного объяснения процессов рудообразования.

Еще одним узким местом является недостаток определений температур. Ни для одного из медных месторождений не установлено более или менее правдоподобных температурных границ в результате исследований изотопов, газово-жидких включений и минеральных ассоциаций. Это сделано лишь для очень немногих свинцово-цинковых месторождений. Те немногие определения, которые мы имеем, характеризуются сомнительной надежностью. В целом для стратиформных месторождений в осадочных породах пока наблюдается острый дефицит и в изотопных исследованиях, увязанных с детальными геологическими, петрографическими и геохимическими работами. Данные по изотопам серы позволяют предполагать существование различий в процессах рудообразования на медных и свинцово-цинковых месторождениях. Для медных месторождений характерны относительно низкотемпературные реакции восстановления сульфатов в системах с доминирующим влиянием окружающей среды, в то время как при формировании свинцово-цинковых месторождений ведущую роль, вероятно, играли

более высокотемпературные реакции в системах с доминирующим влиянием рудообразующих флюидов. Существование таких различий подтверждается немногочисленными определениями изотопного состава углерода и кислорода из карбонатов месторождений. Несмотря на внушительный список литературы, посвященной исследованиям изотопов свинца, никаких определенных заключений об источнике этого и других металлов пока сделать нельзя.

Генетические интерпретации

Между различными геологическими признаками стратиформных месторождений в осадочных породах, демонстрирующими в целом большое разнообразие, существуют постепенные переходы (рис. 9). Все это в совокупности позволяет предполагать, что в рудообразовании участвует сложный комплекс взаимодействующих процессов. В этом разделе вместо того, чтобы пытаться разрешить давнишние и обычно проводившиеся с полемическим

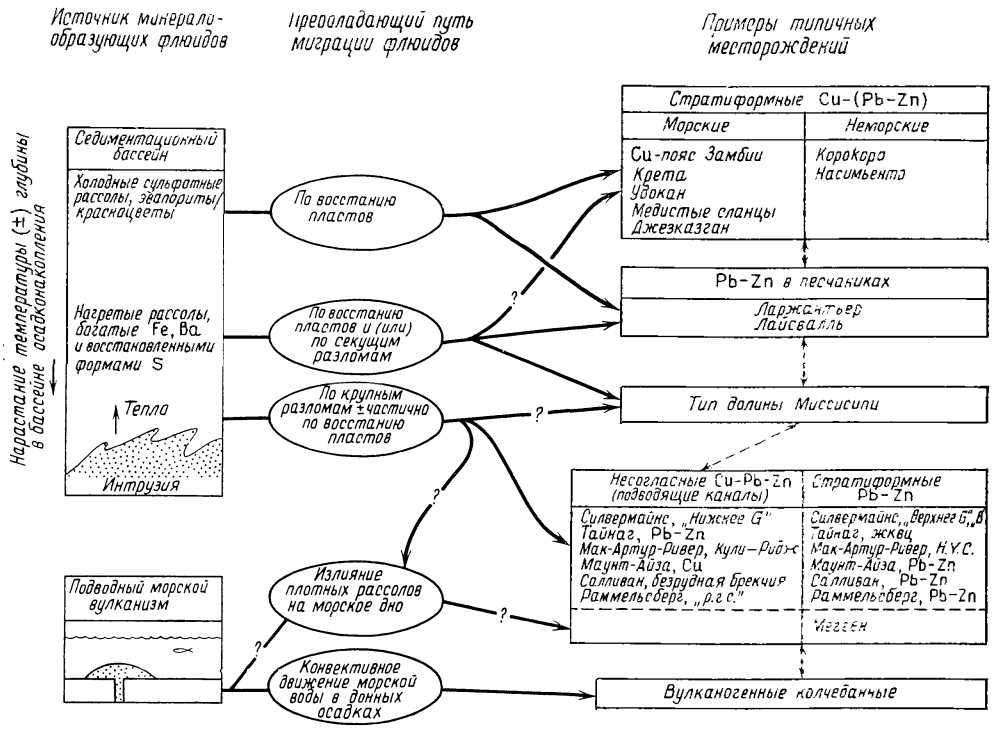


Рис. 10. Схема соотношений между различными типами месторождений, источниками минералообразующих флюидов и преобладающими путями миграции последних. Для сравнения показаны месторождения вулканогенные колчеданные и типа долины Миссисипи. «Р.г.с.»—«рудоносный глинистый сланец».

задором споры о генезисе отдельных месторождений, мы попытаемся использовать более общий подход к рассмотрению генезиса, в котором мы обратим особое внимание на факторы, по-видимому играющие наиболее важную роль в рудообразовании. Мы осознаем опасность обобщений, не контролируемых реальными условиями, и подчеркиваем, что выводы из такого обобщения следует использовать для отдельных месторождений с большой осторожностью. На рис. 10 мы попытались показать взаимные связи рассматриваемых месторождений.

Природа минералообразующего флюида. Существует много различных свидетельств того, что сульфидные месторождения цветных металлов образуются из горячих соленых вод, имеющих разнообразное происхождение — от чисто магматического до чисто осадочного [173, 174, 211, 212]. Связь стратиформных месторождений в осадочных породах преимущественно с седиментогенными условиями и отсутствие прямых признаков зависимости от магматической деятельности дают серьезные основания считать, что эти месторождения сформировались из рассолов, берущих свое начало в бассейнах осадконакопления, к которым приурочены почти все месторождения, обсуждаемые в настоящей статье. Механизм зарождения рассолов в седиментационных бассейнах обсуждался Уайтом [210], Андерсоном [2], Карпентером [30] и Хэнором [84], главным образом в связи с вопросом о происхождении месторождений типа долины Миссисипи. Однако мимо внимания авторов этих обзоров, вероятно, прошли ранние новаторские работы Данема [54] и Девидсона [46], подчеркивавших огромное значение рассолов седиментационных бассейнов, углеводородов и эвапоритов в образовании рудных месторождений, приуроченных к осадочным породам.

Исследование сложных литологических, химических и гидродинамических факторов, определявших эволюцию металлоносных рассолов бассейнов осадконакопления, находится в зачаточном состоянии; важнейшим средством познания природы этих процессов служит изучение стратиформных месторождений в осадочных породах.

Медные месторождения. Признаки, свойственные большинству приуроченных к осадочным породам стратиформных месторождений меди, включая тесную ассоциацию с восстановительными барьерами, красноцветами и сульфатными эвапоритами, переменный, но явно облегченный изотопный состав серы в них, а также структуры руд, свидетельствующие о замещении сульфидами органического вещества, привели большинство авторитетных исследователей к выводу о том, что восстановление сульфатов, растворенных в морских рассолах, было основной причиной рудоотложения [152, 212, 207]. Но существует еще расхождение во мнениях, касающееся относительного времени рудоотложения, температуры, а также механизма восстановления — было ли оно бактериальным или неорганическим. Разнообразные особенности месторождений указывают на то, что рассолы были богаты сульфатами, находились в равновесии с гематитом, кварцем, полевым шпатом, иллитом и карбонатами и что они мигрировали к участкам рудоотложения по обладающим высокой проницаемостью пластам красноцветных пород. В зоне рудоотложения растворы встречались с какими-либо формами органического вещества или образовавшимся раньше пиритом, присутствовавшими или в породах водоносных горизонтов, или в соседних с ними и, как правило, перекрывающих последние осадочных образованиях. Анализ хронологических признаков показывает, что восстановление на неопределенный интервал времени запаздывало относительно времени накопления рудовмещающих осадков. В связи с отсутствием независимых данных о температурах надежное выяснение относительного времени минералообразования на любом конкретном месторождении является особенно важным для решения вопроса о бактериальном или неорганическом механизме восстановления сульфатов.

Однако независимо от того, было ли восстановление бактериальным и происходило ниже поверхности раздела вода — осадок или неорганическим и совершалось позже и при более высоких температурах (и, вероятно, с меньшей скоростью), природа минералообразующих флюидов разных месторождений сходна и, вообще говоря, предсказуема. Так, Роз [152] пришел к выводу, что в образовании таких медных месторождений в красноцветах, как Насимьенто и Крета, должны были принимать участие богатые

сульфатами хлоридные рассолы, которые были слабощелочными и имели значения Eh, попадающие в поле устойчивости гематита (т. е. выше поля растворимости закисного железа). Он полагает, что с растворами подобного состава, вероятно, связано образование месторождений в медистых сланцах Европы и месторождений Замбии. Это предположение мы склонны распространить и на все медные месторождения, перечисленные в табл. 1 (т. е. месторождения № 1—15), за исключением месторождения Маунт-Айза, которое, как мы неоднократно указывали, весьма отличается от прочих.

Свинцово-цинковые месторождения. Связаны ли свинцово-цинковые стратиформные месторождения с рассолами того же самого типа, что и медные, остается неясным. Эвапориты и красноцветные отложения отмечались в районах многих свинцово-цинковых месторождений, но связь оруденения с ними не такая тесная, как на медных месторождениях. Эвапориты, являющиеся источником высококонцентрированных рассолов и содержащие большое количество серы, если они имелись, могли играть главную роль в образовании рассматриваемых месторождений. Сходные по составу рассолы обусловливали, по всей видимости, возникновение месторождений типа долины Миссисипи, но эти месторождения и металлоносные рассолы нефтеносных полей, рассматриваемые обычно в качестве минералообразующих флюидов, характеризуются низким содержанием серы [31]. Более того, присутствие на многих свинцово-цинковых месторождениях больших количеств сульфидов железа и барита указывает, что минералообразующие флюиды в том случае, если их источник был таким же, как для медных месторождений, подверглись значительным изменениям. Для того чтобы перевести в растворенное состояние большие количества железа и бария, необходимо было повышение температуры и, вероятно, уменьшение окислительного потенциала и pH [8, 93]. Имеющиеся немногочисленные данные изучения изотопного состава и флюидных включений для свинцово-цинковых месторождений действительно указывают на более высокие температуры рудообразования (от ~150 до 250° С или более), что подтверждается также широким развитием процессов перекристаллизации и метасоматоза на многих рассматриваемых месторождениях. Более высокие температуры должны были способствовать восстановлению сульфатов в рассолах, мигрирующих из комплексов красноцветных и соленосных отложений, особенно при прохождении ими мощных толщ осадков, содержащих органическое вещество. В настоящее время еще трудно точно ответить на вопрос, как много серы в восстановленной форме (вероятно, в виде органических или иных комплексов) было перенесено к месту образования свинцово-цинковых месторождений. На этот вопрос не удается однозначно ответить даже для месторождений типа долины Миссисипи, которые в гораздо большей степени, чем стратиформные месторождения, поддаются изучению методами, основанными на флюидных включениях и стабильных изотопах [2].

Для некоторых месторождений, таких, как Раммельсберг, Мегген, Салливан, обращение к красноцветным или соленосным отложениям как к источнику минералообразующих флюидов лишено достаточных оснований, так как указанные породы отсутствуют в стратиграфическом разрезе. В этом случае очевидной альтернативой служит морская вода, преобразованная в процессе миграции через толщу придонных отложений. Такое объяснение аналогично популярной гипотезе зарождения минералообразующих флюидов, формировавших вулканогенные колчеданные месторождения [113]. Но, как отмечалось выше, средние значения $\delta^{34}S$ сульфидов для Меггена и Раммельсберга не обнаруживают такого закономерного смещения относительно величин $\delta^{34}S$ синхронных морских сульфатов, которое характерно для вулканогенных месторождений и, вероятно, связано с упомянутой циркуля-

цией. Это указывает на существование различий в источнике флюидов и/или механизме их преобразования — чтобы разобраться в этом, несомненно необходимы дальнейшие исследования. Значения $\delta^{34}S$ баритов Меггена и Раммельсберга, наоборот, идентичны таковым одновозрастных морских сульфатов; из этого следует, что переносившийся рудоносными флюидами барий осаждался в виде барита при смешении флюидов с морской водой в толще природных осадков или непосредственно на морском дне.

Согласно общепринятой теории происхождения стратиформных свинцово-цинковых месторождений, они формировались из плотных рассолов, изливавшихся по каналам в морском дне и стекавших в расположенные рядом или далеко от каналов понижения дна [163, 185]. Тернер и Густафсон [201] предложили физическое объяснение этого процесса для случая, когда рассол не нагрет настолько сильно, чтобы обладать плотностью, меньшей, чем у морской воды. Значительно легче представить возникновение такого плотного рассола в седиментационном бассейне, нежели в результате просачивания нагретой морской воды через толщу вулканитов.

Цепь несбходимых совпадений: источник — миграция — ловушка. Для стратиформных месторождений в осадочных породах, как практически и для всех рудных месторождений вообще, главными элементами генезиса являются источник, миграция и ловушка. Цепь необходимых совпадений, в которой все три элемента проявляются наиболее эффективно, приводит к образованию крупных и богатых месторождений. Но на каждое крупное месторождение приходится обычно много меньших, для которых звенья цепи были недостаточно эффективными. В настоящем разделе мы рассмотрим, какие условия были наиболее благоприятными для образования различных стратиформных месторождений в осадочных породах.

Источник. Выявление источника минералообразующих флюидов представляет собой очень трудную задачу, как об этом писал уже Краускопф [109]. Он, однако, понимал, что для значительного увеличения концентрации второстепенных элементов с помощью обычно малоэффективных геологических процессов требуется многократное повторение последних, тогда как при более эффективных процессах концентрирования даже рассеянных элементов вполне доступных объемов многих пород земной коры хватило бы для создания очень крупных рудных тел. В табл. 7 сведены данные по распространенности металлов в различных породах, которые могут рассматриваться как потенциальные источники рудообразующих элементов. Из приведенных данных следует, что для образования стратиформных медных месторождений в седиментационных бассейнах крайне желательно присутствие в этих бассейнах больших объемов мафических вулканитов, особенно толеитовых базальтов, содержание меди в которых в несколько раз выше кларкового [1] для земной коры. Точно так же для формирования свинцово-цинковых месторождений желательно наличие большого количества аркозов, накопившихся в результате разрушения гранитов в аридных условиях, препятствующих диспергированию вследствие химического выветривания. Черные сланцы обогащены металлами и могли бы рассматриваться как потенциальный источник, но нам кажется, что они скорее должны быть сточным колодцем для металлов вследствие малоподвижности последних в восстановительных условиях. Аридный климат и окислительные условия тоже являются желательными, поскольку они благоприятны для накопления легкорастворимых хлоридов, а также серы в виде сульфатных эвапоритов. Поскольку рудообразующие металлы высвобождаются из указанных пород

[1] В оригинале статьи, как и вообще в англоязычной геологической литературе, предложенный А. Е. Ферсманом термин «кларк» не употребляется; вместо него говорится о среднем содержании в земной коре.— *Прим. перев.*

Таблица 7. **Содержания металлов (в млн$^{-1}$) в различных породах — потенциальных источниках рудного вещества. Приведены колебания содержаний и средние значения (в скобках)**

Тип породы	Источник	Cu	Pb	Zn	Ag	Co
Граниты (низкокальциевые)	[W]	1—100	5—70	5—110		
	[200]	(10)	(19)	(39)	(0,37)	(1)
Средние породы	[W]	<5—200	2—62	5—125		
	[204]	(35)	(15)	(72)	(0,07)	(10)
Базальты	[W]	10—260	<1—38	30—230		
	[200]	(87)	(6)	(105)	(0,11)	(48)
Ультрамафические породы	[W]	2—300		25—90		
	[200]	(10)	(1)	(50)	(0,06)	(150)
Карбонатные породы	[W]	<1—150	<1—200	<1—180		
	[200]	(4)	(9)	(20)	(0,0X)	(0,1)
Глубоководные морские глины	[W]	10—2000	<10—139	80—1300		
	[200]	(250)	(80)	(165)	(0,11)	(74)
Аргиллиты	[W]	2—300	5—55	16—430		
	[200]	(45)	(20)	(95)	(0,07)	(19)
Черные сланцы	[203]	20—500	7—260	34—7000	1—24	7—300
	[203]	(70)	(20)	(<300)	(<1)	(10)
Песчаники	[W]	<1—155	<1—80	5—198		
	[200]	(X)	(7)	(16)	(0,0X)	(0,3)
Континентальная кора	[193]	(55)	(12,5)	(70)	(0,07)	(25)
Металлоносные рассолы:						
Солтон-Си	[211]	8	100	540		
Челекена	[114]	0,9—15	3,6—77	0,9—5,4		
Миссисипи	[31]		<2—111	<2—360		

[W] — Wedepohl, ed., Handbook of Geochemistry.

Примечание. Нижний и верхний пределы содержаний в черных сланцах [203] соответствуют 95%-ному квантилю, среднее содержание — медиане; пределы колебаний по Ведеполю [W] исключают случайные высокие значения.

при их изменениях в процессе захоронения и диагенеза, очень важно, чтобы металлы не были постепенно рассеяны проточной грунтовой водой. Лучше, чтобы они были вымыты сразу и в то время, когда уже имеется подходящая ловушка. Вот почему аридные молассовые бассейны для расположенных выше месторождений медистых сланцев Европы и Замбии были, вероятно, столь хорошими источниками. Проще говоря, эти бассейны были затоплены в первый раз во время морской трансгрессии, которая насытила красноцветные континентальные отложения морской водой и создала массой воды давление, способствовавшее отжиманию минералообразующих флюидов к границам бассейнов.

Большинство стратиформных медных месторождений в осадочных породах характеризуются низкими концентрациями свинца и цинка или практически лишены их, в связи с чем возникает предположение, что минералообразующие флюиды не содержали этих металлов или никогда не достигали насыщения относительно галенита и сфалерита, и поэтому свинец и цинк выносились из рудогенерирующей системы. Высвобождение меди из сульфидов или меди и цинка из железо-магнезиальных силикатов при диагенезе

осадков должно было предшествовать выносу свинца из более устойчивых щелочных полевых шпатов. Так, Смит и Уокер [180] установили, что при гидротермальных изменениях базальтов на Маунт-Айзе свинец, насколько это удавалось видеть, сохранял инертность, тогда как цинк подвергся частичному, а медь — практически полному выносу. В таком случае можно ожидать, что рассолы седиментационных бассейнов, в отложениях которых имеются измененные базальты, будут обогащены медью по сравнению со свинцом и цинком, но при условии относительно высоких содержаний в породах цинка и учитывая его высокую растворимость, растворы будут содержать также значительное количество цинка. Более того, основные эффузивы не обнаружены в ряде бассейнов, к которым приурочены крупные стратиформные медные месторождения, а в случае Джезказгана и особенно медистых сланцев Европы имеются убедительные данные в пользу заимствования из пород наряду с медью больших количеств свинца и цинка. Поэтому представляется вероятным, что во многих меднорудных районах свинец и цинк имелись в рудообразующих растворах, но не осаждались в породах доступной наблюдениям части стратиграфического разреза. В ряде случаев это могло быть связано со слишком ранним началом минералообразования, до отложения над участками накопления меди богатых восстановителями осадков, в которых могли бы накапливаться свинец и цинк. Такой же результат мог получиться, если рассолы разгружались на земную поверхность, рассеивая содержавшиеся в них свинец и цинк, или горизонтально просачивались сквозь зону с восстановительными условиями прежде, чем сера успевала приобрести необходимую способность к восстановлению и осадить металлы.

Северная Америка вполне может оказаться регионом, не благоприятным для образования стратиформных свинцово-цинковых месторождений в осадочных породах современными флюидами, так как температуры в седиментационных бассейнах, не считая самых глубоких, редко превышают 100°С. А активная миграция глубинных флюидов в большей части указанного региона, вероятно, не имеет места. Рассматриваемые в настоящем обзоре месторождения, по всей видимости, формировались в тектонически более активных бассейнах.

Еще одним потенциальным источником обогащенных свинцом и цинком рассолов, которому в североамериканской геологической литературе уделялось мало внимания, могли быть карбонатные осадки, накапливавшиеся в солеродных бассейнах ([150], Д. Дж. Ширмен, личное сообщение, [196]). Металлы, которыми растворы обогащались в результате испарения, могли соосаждаться с магнезиальным кальцитом и/или арагонитом и при доломитизации переходить в поровые растворы — потенциальные минералообразующие флюиды. Относительное время появления таких флюидов в процессе захоронения осадков зависело бы в таком случае от доломитизации и поэтому, вероятно, было бы скорее ранним, нежели поздним.

Миграция. В наши намерения не входил детальный анализ механизма перемещения рудоносного флюида. Магара [124] и Хитчон [92] опубликовали обзоры, касающиеся общих вопросов гидрологии бассейнов осадконакопления, а Уайт [213] и Рёддер [151] рассмотрели особые случаи ограничений, накладываемых гидрологическими условиями на рудообразование. К существенным элементам геологической обстановки, общим для районов развития стратиформных месторождений в осадочных породах, относятся, по-видимому, накопление осадков в бассейне и их уплотнение, взаимосвязь между водоносными горизонтами и системами крупных разрывных нарушений, а для некоторых месторождений, особенно свинцово-цинковых,— появление локального источника тепла в связи с магматической деятельностью, развивавшейся в регионе в период рудообразования. Одновременные с рудо-

отложением подвижки по разломам, служившим рудоподводящими каналами, типичны для многих свинцово-цинковых месторождений, поэтому возникает подозрение, что в ряде случаев большое влияние на перемещение растворов оказывала сейсмическая подкачка [171]. Гидравлический разрыв пород, обусловленный кратковременными импульсами повышения давления флюидов до резко аномальных значений в пределах систем, испытывающих активные подвижки по разломам, является, вероятно, причиной возникновения некоторых типов брекчий, наблюдаемых на месторождениях [171, 95]. К главным факторам, от которых зависело восстановление сульфатов и разделение в процессе миграции меди, свинца и цинка, относятся термическая история и состав (особенно в отношении содержания органического углерода) тех пород, через которые мигрировали флюиды перед рудоотложением.

Ловушка. Проведенный выше анализ сведений о вмещающих породах стратиформных месторождений, приуроченных к осадочным толщам, позволяет считать, что осадочные образования в местах локализации оруденения (т. е. в ловушках для металлов и серы) весьма разнообразны и, вероятно, являются в цепи возможных совпадений наименее специфической чертой из всех. Для низкотемпературных медных месторождений наличие органического вещества, играющего роль восстановителя, представляется очень существенным, по крайней мере для образования раннего пирита, но оно отмечается в самых различных фациях осадочных пород. Важным условием является, по-видимому, присутствие органического вещества по соседству с проницаемыми для растворов красноцветными отложениями в тот период, когда через них просачивались металлоносные рассолы. Во многих случаях такие благоприятные условия создаются при морских трансгрессиях. Мелкие локальные скопления органогенного дебриса в толщах речных красноцветов обычно предоставляют ограниченные возможности для восстановления сульфатов, приводя к образованию лишь небольших месторождений. Однако обильная импрегнация таких песчаников гуматами или углеводородами, принесенными грунтовыми водами (подобно тому, как это происходило на урановом месторождении Джэкпайл — Пегьюэйт, описанном Адамсом и др. [1]), может значительно увеличить восстановительную емкость пород и оказаться достаточной для образования значительно более крупного месторождения, подобного Насимьенто.

Ренфро [143] указывал на то, что местом формирования многих рассматриваемых нами месторождений были обстановки типа себхи, поэтому следует остановиться и на них. Действительно, осадочные толщи, включая образованные в упомянутых условиях, все чаще устанавливаются в рудных районах, хотя не обязательно служат рудовмещающими. Мы согласны с тем, что себхи и приуроченные к ним лагунные или озерные фации, обычно соседствующие со скоплениями проницаемых речных или морских песков, имеют большое значение как места накопления минералов эвапоритов, рассолов и осадков, обогащенных органическим веществом. Поэтому они благоприятны и для локализации стратиформного оруденения. Однако сомнительно, чтобы выступавшая там на поверхность почвенная вода, преимущественно неглубинного атмосферного происхождения, и не имевшая отношения к седиментационному бассейну, могла бы хоть в какой-то мере конкурировать в качестве носителя рудообразующих металлов с водой, поступающей из более обширных захороненных в бассейне масс пород. В еще большей степени применимость модели Ренфро ограничивается временны́ми параметрами процесса.

Для некоторых более высокотемпературных свинцово-цинковых месторождений с массивными или полосчатыми рудами роль «ловушки» играют, по-видимому, обычные условия морского дна, на котором рудовмещающие

осадки данного типа оказались случайно именно тогда, когда через имевшуюся систему каналов на морское дно изливались рудоносные флюиды. Для того чтобы сульфиды при этом сохранились, обстановка не должна быть окислительной или металлоносные осадки должны быть быстро захоронены. В противном случае, как это видно на примере выносящих сульфиды цветных металлов дымящих донных источников (black smokers), расположенных на Восточно-Тихоокеанском поднятии в районе 21° с. ш., даже на океанических глубинах сульфиды в кислородной обстановке быстро разлагаются при окислении [90].

Интересно, что Мегген, на котором не обнаружено никакой близкорасположенной рудоподводящей трещинной системы, может оказаться редким примером «дистальных» месторождений, т. е. месторождений, образованных на морском дне вдали от каналов, выводивших гидротермальные флюиды. Если предполагаемые каналы были связаны с синхронным оруденению вулканизмом, а не просто с подземными водами, нагретыми неглубоко расположенным интрузивом, то они, должно быть, располагались на расстоянии многих километров от месторождения. Как уже отмечалось выше, нагретые рассолы седиментационных бассейнов могут быть выведены на дно моря, если их плотность выше плотности морской воды; такие рассолы, согласно представлениям Уайта [211], играли основную роль в формировании «осадочно-эксгаляционных» месторождений.

Вполне понятно, что мы можем только строить различные предположения о характере источников рудного вещества, имея возможность на большинстве рудных месторождений наблюдать лишь часть флюидоподводящей системы. С другой стороны, ловушки (т. е. месторождения как таковые) хорошо доступны для изучения, но все еще в большинстве случаев плохо поняты. Существует настоятельная необходимость более детального документирования месторождений в масштабе от регионального до микроскопического. Наиболее существенная информация, очевидно, может быть получена на месторождениях, лучше всего вскрытых и наименее затронутых метаморфизмом.

Месторождения в осадочных породах — вариации на несколько тем. На рис. 10 мы схематически обобщили некоторые соотношения между различными месторождениями, отнесенными к обширному типу стратиформных месторождений в осадочных породах. В качестве минералообразующих флюидов предполагаются присущие седиментационным бассейнам сульфатно-хлоридные рассолы, которые по мере захоронения осадков становятся все более горячими и изначально сульфатная сера в них может подвергаться все большему восстановлению. С такими продвинувшимися в своей эволюции рассолами связаны, вероятно, свинцово-цинковые, но не медные месторождения. Главной причиной нагрева рассолов, по-видимому, является внедрение интрузий в тектонически сильно нарушенные седиментационные бассейны. Хотя соответствующие температуры создаются в некоторых глубоких бассейнах и без магматической деятельности (например, в бассейне Мексиканского залива), проведенный нами анализ показывает, что подобные условия рудообразования характерны для месторождений типа долины Миссисипи, а не для стратиформных месторождений в осадочных толщах. Рассолы из более глубоких частей бассейна по крупным разломам и по восстанию водопроницаемых пластов отжимаются к границам бассейна и ближе к поверхности. Мы не пытались выяснить, где больше всего осуществляется сепарация меди от свинца и цинка — в сфере зарождения растворов, в процессе их миграции или в месте рудоотложения. Вероятно, в зависимости от конкретных условий она может происходить на любой из этих ступеней под действием различных факторов. В случае свинцово-цинковых месторождений без видимой сопутствующей меди имеется потенциальная воз-

можность обнаружения скрытых меднорудных тел в тыловых участках рудоподводящих систем, хотя, конечно, медь могла остаться в самом источнике растворов или рассеяться вдоль миграционных путей. Вполне возможно также, что свинец и цинк, более растворимые по сравнению с медью и не так сильно реагирующие на изменение окислительно-восстановительных условий, переносились во флюидах, формировавших медные месторождения, но были рассеяны у поверхности, а не отложены вдоль направления движения флюидов.

Месторождения типа долины Миссисипи, на наш взгляд, очень близки по происхождению к месторождениям, которые служат предметом нашего обзора. Главное различие, вероятно, заключается в том, что минералообразующие флюиды месторождений типа долины Миссисипи и, возможно, месторождений Лайсвалль и Ларжантьер имели более низкие начальные температуры и содержали меньше железа и бария, чем те, которые участвовали в образовании несогласных рудных залежей месторождений Мак-Артур-Ривер, Маунт-Айза (Pb-Zn) и месторождений Ирландии. Пока не известно, существуют ли принципиальные различия в степени восстановления серы и в характере связывающих металлы комплексов между месторождениями двух сравниваемых типов или каждого из этих типов. Что же касается вулканогенных колчеданных месторождений, то они представляют, по-видимому, совершенно самостоятельную группу. Их отличительные особенности отмечались выше, а на состав минералообразующих флюидов доминирующее влияние, вероятно, оказывала морская вода, служившая источником большей части серы для этих месторождений. Только то, что нагрев седиментогенных вод мог быть вызван интрузиями, с которыми связан синхронный оруденению и, вероятно, отдаленный пространственно вулканизм, объединяет большинство стратиформных месторождений в осадочных породах с вулканогенными колчеданными.

Вопросы о том, отлагались ли металлы и сера одновременно с рудовмещающим осадком и трансформировались в процессе диагенеза или были привнесены позже — сверху, через границу раздела осадок — вода, или сбоку и снизу, через толщу осадков, остаются пока без ответа. Если физическими границами системы считать внешний контур объема минерализованных пород, то, исходя из определений Туртло и Вайна, указанные альтернативы соответствуют сингенетическому, диагенетическому или эпигенетическому происхождению руд; возможны также сложные соотношения между ними. Представляется необходимым и важным многие месторождения исследовать значительно внимательнее, чем это делалось раньше, в отношении развития минералообразования в пространстве и времени, чтобы разобраться в том, какие процессы принимали участие в рудогенезе.

В связи с тем что пространственно-временные особенности минералообразования на обсуждаемых месторождениях несут на себе много сходных черт, возникает искушение рассматривать их как «вариации на одну тему» по аналогии с двойным рядом сопряженных вариаций в спектре медно-порфировых месторождений [81]. Но месторождения в осадочных породах изменчивы в значительно большей степени и, скорее всего, испытывали влияние более независимых вариаций условий в цепи необходимых совпадений, чем медно-порфировые месторождения, на формирование которых доминирующее влияние оказывают внедрение интрузива и в основном однонаправленные процессы, связанные с остыванием магм. Было бы правильнее всю серию стратиформных месторождений в осадочных породах рассматривать как вариацию на несколько тем, а именно: зарождение седиментационных рассолов, перенос их из недр бассейна осадконакопления к поверхности и химическая эволюция рассолов в направлении варьирующих градиентов давления, температуры и состава.

Благодарности

Нам приятно выразить свою признательность тем многочисленным лицам, кто способствовал созданию этой статьи и совершенствованию наших знаний о стратиформных рудных месторождениях: Венди Прохазке за трудоемкие поиски нужной литературы и помощь в редактировании рукописи, Джойс Барретт за терпеливую и квалифицированную перепечатку текста, Джо Хармсу и коллегам по B. H. P. (The Broken Hill Proprietary Company Ltd.), Дэвиду Маккензи и коллегам по C. R. A. (C. R. A. Exploration Proprietary Ltd.) и Яну Красуню за плодотворные замечания к табл. 1; Дугласу Хейнсу, Джону Ричардсу, Дону Сангстеру и Дону Уайту за полезный критический анализ рукописи и полезные геологические споры; ряду геологов компании Carpentaria Exploration и рудника Маунт-Айза за всестороннюю помощь при проведении нами исследований на месторождениях Мак-Артур-Ривер и Маунт-Айза; многим рудничным геологам различных стран, которые представили в наше распоряжение фактический материал, использованный в этой работе, и были добрыми и щедрыми хозяевами во время наших посещений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams S. S.*, *Curtis H. S.*, *Hafen P. L.*, *Salek-Nejad H.*, Interpretation of postdepositional processes related to the formation and destruction of the Jackpile-Paguate uranium deposit, northwest New Mexico: Econ. Geol., v. 73, p. 1635-1654, 1978.
2. *Anderson G. M.*, Basinal brines and Mississippi Valley-type ore deposits: Episodes (Geological Newsletter), v. 9, p. 15-19, 1978.
3. *Anger G.*, *Nielsen H.*, *Puchelt H.*, *Rickie W.*, Sulfur isotopes in the Rammelsberg ore deposit (Germany): Econ. Geol., v. 61, p. 511-536, 1966.
4. *Anhaeusser C. R.*, *Button A.*, A review of southern African stratiform ore deposits—their position in time and space, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, v. 5: Amsterdam, Elsevier, p. 257-319, 1976.
5. *Annels A. E.*, Some aspects of the stratiform ore deposits of the Zambian copperbelt and their genetic significance, in: Bartholomé P., ed., Gisements stratiformes et provinces cuprifères: Liège, Soc. Geol. Belgique, p. 235-254, 1974.
6. *Annels A. E.*, Mufulira greywackes and their associated sulphides: Inst. Mining Metallurgy Trans., ser. B, v. 88, p. B15-B23, 1979.
7. *Barnes H. L.*, Zoning of ore deposits: types and causes: Royal Soc. Edinburgh Trans., v. 69, p. 295-311, 1975.
8. *Barnes H. L.*, Solubilities of ore minerals, Chap. 8, in: Barnes H. L., Geochemistry of hydrothermal ore deposits 2nd ed.: New York, John Wiley and Sons, p. 404-460, 1979.
9. *Bartholomé P.*, On the diagenetic formation of ores in sedimentary beds, with special reference to the Kamoto copper deposit, Shaba, Zaire, in: Bartholomé P., ed., Gisements stratiformes et provinces cuprifères: Liège, Soc. Géol. Belgique, p. 203-214, 1974.
10. *Bartholomé P.*, *Katekesha F.*, *Lopez-Ruiz J.*, Cobalt zoning in microscopic pyrite from Kamoto, Republic of the Congo (Kinshasa): Mineralium Deposita, v 6, p. 167-176, 1971.
11. *Bartholomé P.*, *Evrard P.*, *Katekesha F.*, *Lopez-Ruiz J.*, *Ngongo M.*, Diagenetic ore-forming processes at Kamoto, Katanga, Republic of the Congo, in: Amstutz G. C., Bernard A. J., eds., Ores in sediments: Berlin, Springer-Verlag, p. 21-41, 1973.
12. *Bauchau C.*, Essai de typologie quantitative des gisements de plomb et de zinc avec la répartition de l'argent: Bur. Recherches Géol. Minière Bull., ser. 2, sec. 3, p. 1-72; sec. 4, p. 1-43, 1971.
13. *Beales F. W.*, Precipitation mechanisms for Mississippi Valley-type ore deposits: Econ. Geol., v. 70, p. 943-948, 1975.
14. *Bennett E. M.*, Lead-zinc-silver and copper deposits of Mount Isa, in: McAndrew J. A., ed., Geology of Australian ore deposits: Commonwealth Mining Metall. Cong., 8th, Melbourne 1965, Pub., v. 1, p. 233-246, 1965.
15. *Bernard A.*, *Samama J. C.*, A procès du gîsement de Largentière (Ardèche), Essai méthodologique sur la prospection des Red-Beds plombo-zincifères: Sci Terre, v. 15. p, 207-264, 1970.

16. *Blanchard R., Hall G.*, Rock deformation and mineralization at Mount Isa: Australasian Inst. Mining Metallurgy Proc., No. 125, p. 1-60, 1942.
17. *Bogdanov Yu. V., Golubchina M. N.*, Sulphide sulphur isotope composition in an important criterior of the genesis of stratifide copper deposits: Soc. Minig Geologists Japan Spec. Issue, 3, p. 304-306, 1971.
18. *Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Э. И. и др.*, Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны.— В сб.: Геология и закономерности размещения полезных ископаемых.— М: Недра, 1966.
19. *Богданов Ю. В., Бурьянова Е. З., Кутырев Э. И. и др.* Стратифицированные месторождения меди СССР.— Л.: Недра, 312 с., 1973.
20. *Both R. A., Rutland R. W. R.*, The problem of identifying and interpreting stratiform ore bodies in highly metamorphosed terrains: The Broken Hill example: in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, v. 4; Amsterdam, Elsevier, p. 261-325, 1976.
21. *Both R. A., Smith J. W.*, A sulfur isotope study of base metal mineralization in the Willyama Complex, western New South Wales: Econ. Geol., v. 70, p. 308-318, 1975.
22. *Brandt R. I., Burton C. C. J., Maree S. C., Woakes M. E.*, Mufulira, in: Mendelsohn F., ed., The geology of the Northern Rhodesian copper-belt: London, McDonald, p. 411-461, 1961.
23. *Brinckmann J., Siewers U.*, Stratabound sulphide-barite deposits in the Rhenohercynian zone, Some aspects of the latest exploration in the eastern Rheinisch Schiefergebirge: Erzmetall, v. 33, p. 137-144, 1980.
24. *Brown A. C.*, Zoning in the White Pine copper deposit, Ontonogan County, Michigan: Econ. Geol., v. 66, p. 543-573, 1971.
25. *Brown A. C.*, Stratiform copper deposits—evidence for their postsedimentary origin: Minerals Sci. Eng., v. 10, p. 172-181, 1978.
26. *Brown M. C., Claxton C. W., Plumb K. A.*, The Proterozoic Barney Creek Formation and some associated carbonate units of the McArthur Group, N.T.: Australia Bur. Mineral Resources Record 1969/145, 59 p., 1969.
27. *Burnie S. W., Schwarcz H. P., Crocket J. H.*, A sulfur isotopic study of the White Pine mine, Michigan: Econ. Geol., v. 67, p. 895-914, 1972.
28. *Buschendorf Fr., Nielsen H., Puchelt H., Ricke W.*, Schwefel-Isotopen-Untersuchungen am Pyrite-Sphalerit-Baryt-Lager Meggen/Lenne (Deutschland) und am verschiedenen Devon-Evaporiten: Contr. Mineralogy Petrology, v. 27, p. 501-523, 1963.
29. *Campbell F. A., Ethier V. G., Krouse H. R., Both R. A.*, Isotopic composition of sulfur in the Sullivan orebody, British Columbia: Econ. Geol., v. 73, p. 246-268, 1978.
30. *Carpenter A. B.*, Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins: Oklahoma Geol. Survey Circ., 79, p. 60-77, 1978.
31. *Carpenter A. B., Trout M. L., Pickett E. E.*, Preliminary report on the origin and chemical evolution of lead- and zinc-rich oil field brines in central Mississippi: Econ. Geol., v. 69, p. 1191-1206, 1974.
32. *Carr G. R., Smith J. W.*, A comparative isotopic study of the Lady Loretta zinc-lead-silver deposit: Mineralium Deposita, v. 12, p. 105-110, 1977.
33. *Chambers L. A., Trudinger P. A.*, Microbiological fractionation of stable sulfur isotopes: a review and critique: Geomicrobiology Jour., v. 1, p. 249-293, 1979.
34. *Chambers L. A., Trudinger P. A., Smith J. W., Burns M. S.*, A possible boundary condition in bacterial sulfur isotope fractionation: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 40, p. 1191-1194, 1976.
35. *Chukhrov F. V.*, Isotopic composition of sulfur and genesis of copper ores of Dzhezkazgan and Udokan: Internat. Geology Rev., v. 13, p. 1429-1434, 1971.
36. *Clark A. L.*, Strata-bound copper sulfides in the Precambrian Belt Supergroup, northern Idaho and northwestern Montana: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue, 3, p. 261-267, 1971.
37. *Clemmey H.*, A Proterozoic lacustrine interlude from the Zambian Copperbelt: Internat. Assoc. Sedimentologists Spec. Pubs., v. 2, p. 257-278, 1978.
38. COMRATE, Mineral resources and the environment: Washingtone, Natl. Acad. Sci., 326 p., 1975.
39. *Coomer P. G., Robinson B. W.*, Sulphur and sulphate-oxygen isotopes and the origin of the Silvermines deposits, Ireland: Mineralium Deposita, v. 11, p. 155-169, 1976.
40. *Cox D. P., Schmidt R. G., Vine J. H., Kirkemo H., Tourtelot E. B., Fleischer M.*, Copper: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 820 p., 163-190, 1973.
41. *Croxford N. J. W.*, Origin and significance of volcanic potash-risch rocks from Mount Isa: Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 74, p. 34-43, 1964.
42. *Croxford N. J. W.*, Cobalt mineralization at Mount Isa, Queensland, Australia, with reference to Mount Cobalt: Mineralium Deposita, v. 9, p. 105-115, 1974.
43. *Croxford N. J. W., Jephcott S.*, The McArthur lead-zinc-silver deposit, N.T.: Australasian Inst. Mining Metallurgy Proc., No. 243, p. 1-26, 1972.

44. *Cumming G. L., Richards J. R.*, Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth: Earth Planet. Sci. Letters, v. 28, p. 155-171, 1975.
45. *Czamanske G. K., Rye R. O.*, Experimentally determined sulfur isotope fractionations between sphalerite and galena in the temperature range 600°C to 275°C: Econ. Geol., v. 69, p. 17-25, 1974.
46. *Davidson C. F.*, Some genetic relationships between ore deposits and evaporites: Inst. Mining Metallurgy Trans., ser. B, v. 75, p. B216-225, 1966.
47. *Deans T.*, The Kupferschiefer and the associated lead-zinc mineralization in the Permian of Silesia, Germany and England, in: Dunham K. C., ed., The geology, paragenesis, and reserves of lead and zinc: Internat. Geol. Cong., 18th, London, 1948, pt. 7, p. 340-350, 1950.
48. *Dechow E., Jensen M. L.*, Sulfur isotopes of some central African sulfide deposits: Ecom. Geol., v. 60, p. 894-941, 1965.
49. *Derry D. R., Clark G. R., Gillatt N.*, The Northgate base-metal deposit at Tynagh, County Galway, Ireland: Econ. Geol., v. 60. p. 1218-1237, 1965.
50. *Dimanche F.*, Paragenèses des sulfures de cuivre dans les gisements du Shaba (Zaire): I. Kipushi; II. Kamoto, in: Bartholomé P., ed., Gisements stratiformes et provinces cuprifères: Liège, Soc. Géol. Belgique, p. 185-201, 1974.
51. *Die B. R., Stacey J. S.*, The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: a review: Econ. Geol., v. 69, p. 757-776, 1974.
52. *Doe B. R., Zartman R. E.*, Plumbotectonics, the Phanerozoic, Chap. 2, in: Barnes H. L., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, John Wiley and Sons, p. 22-70, 1979.
53. *Дружинин И. П.*, Фации пестроцветных отложений Джезказганской свиты.— Литология и полезные ископаемые, № 1, 108—124 с., 1963.
54. *Dunham K. C.*, Black shale, oil and sulphide ore: Advancement of Science, v. 18, p. 284-299, 1961.
55. *Dunham K. C.*, Introductory talk, rock association and genesis: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue 3, p. 167-171, 1971.
56. *Dunoyer de Segonzac G.*, The birth and development of the concept of diagenesis (1866-1966): Earth-Sci. Rev., v. 4, p. 153-201, 1968.
57. *Eden J. G., van*, Depositional and diagenetic environment related to sulfide mineralization, Mufulira, Zambia: Econ. Geol., v. 69, p. 59-79, 1974.
58. *Ehrenberg H., Pilger A., Schröder F.*, Das Schwefelkies-Zincblende-Schwerspat-lager von Meggen (Westfalen): Monographien der Deutschen Blei-Zinc-Erzlagerstätten 7: Geol. Jahrb. Beiheft, v. 12, 352 p., 1954.
59. *Eisbacher G. H.*, Tectono-stratigraphic framework of the Redstone copper belt, District of Mackenzie: Canada Geol. Survey Paper 77-1A, p. 229-234, 1977.
60. *Ensign C. O., White W. S., Wright J. C., Patrick J. L., Leone R. J., Hathaway D. J., Trammell J. W., Fritts J. J., Wright T. L.*, Copper deposits in the Nonesuch Shale, While Pine, Michigan, in: Ridge J. D., ed., Ore deposits of the United States 1933-1967 (Graton-Sales vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 460-488, 1968.
61. *Entwistle L. B., Gouin L. O.*, The chalcocite-ore deposits at Corocoro, Bolivia: Econ. Geol., v. 50, p. 555-570, 1955.
62. *Erzberger R., Franz R., Jung W., Knitzschke G., Langer M., Luge J., Rentzsch H., Rentzsch J.*, Lithologie, Paläogeographie und Metallführung des Kupferschiefers in der Deutschen Demokratischen Republik: Geologie, v. 17, p. 776-791, 1968.
63. *Ethier V. G., Campbell F. A., Both R. A., Krouse H. R.*, Geological setting of the Sullivan orebody and estimates of temperatures and pressures of metamorphism: Econ. Geol., v. 71, p. 1570-1588, 1976.
64. *Finlow-Bates T.*, Cyclicity in the lead-zinc-silver-bearing sediments at Mount Isa Mine, Queensland, Australia, and rates of sulfide accumulation: Econ. Geol., v. 74, p. 1408-1419, 1979.
65. *Fleischer D. V., Garlick W. G., Haldane R.*, Geology of the Zambian copperbelt, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, v. 6: Amsterdam, Elsevier, p. 223-352, 1976.
66. *Fogleirini F., Samama J. C., Rey M.*, Le gisement stratiforme de Largentière (Ardèche): Internat. Geol. Cong., 26th, Paris 1980, Gisements Français Fasc., 4, p. 1-55, 1980.
67. *François A.*, Stratigraphie, tectonique et minéralisations dans l'arc cuprifère du Shaba (République du Zaire), in: Bartholomé P., ed., Gisements stratiformes et provinces cuprifères: Liège, Soc. Geol. Belgique, p. 79-101, 1974.
68. *Freeze A. C.*, On the origin of the Sullivan orebody, Kimberly B. C.: Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol. 8, p. 263-294, 1966.
69. *Габлина И. Ф., Цепин А. И.*, Изоморфные примеси в кальците — индикаторы условий образования песчаников джезказганской свиты.— ДАН СССР, т. 221, № 3, с. 714—717, 1975.

70. *Garlick W. G.*, The syngenetic theory, in: Mendelsohn F., ed., The geology of the Northern Rhodesian copper-belt: London, McDonald, p. 146-154, 1961.
71. *Garlick W. G.*, Special features and sedimentary facies of stratiform sulphide deposits in arenites, in: James C. H., ed., Sedimentary ores, ancient and modern (revised): Univ. Leicester Dept. Geology Spec. Pub. 1, p. 107-169, 1969.
72. *Germanov A. I., Panteleyev V. M., Golubovich V. N.*, Certain aspects of geochemistry of copper in Dzhezkazgan: Internat. Geology Rev., v. 13, p. 1492-1500, 1971.
73. *Gilmour P.*, The origin of the massive sulphide mineralization in the Noranda district, northwestern Quebec: Geol. Assoc. Canada Proc., v. 16, p. 63-81, 1965.
74. *Gilmour P.*, Some transitional types of mineral deposits in volcanic and sedimentary rocks, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, v. 1; Amsterdam, Elsevier, p. 111-160, 1976.
75. *Goldhaber M. B., Kaplan I. R.*, The sulfur cycle, in: Goldberg E. D., ed., The sea, v. 5, Marine geochemistry: New York, Wiley—Interscience, p. 569-655, 1974.
76. *Granger H. C., Warren C. G.*, Unstable sulfur compounds and the origin of roll-type uranium deposits: Econ. Geol., v. 64, p. 160-171, 1969.
77. *Greig J. A., Baadsgaard H., Cumming G. L., Folinsbee R. E., Krouse H. R., Ohmoto H., Sasaki A., Smejkal V.*, Lead and sulfur isotopes of the Irish base metal mines in Carboniferous carbonate host rocks: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue, 2, p. 84-92, 1971.
78. *Gunzert G.*, Uber die bedeutung nachträglicher erzverschiebungen in der Kupferschieferlargerstätte des Richelsdorfer gebirges: Notizblatt des Hessischen Landesamtes für bodenforschung zu wiesbalden, v. 81, p. 258-283, 1953.
79. *Gunzert G.*, Altes und Neues lager am Rammelsberg bei Goslar: Erzmetall, v. 22, p. 1-10, 1969.
80. *Gustafson J. K., Burrell H. C., Garrety M. D.*, Geology of the Broken Hill ore deposit, N.S.W., Australia: Geol. Soc. America Bull., v. 61, p. 1369-1437, 1950.
81. *Gustafson L. B., Hunt J. P.*, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Econ. Geol., v. 70, p. 857-912, 1975.
82. *Gwosdz W., Krebs W.*, Manganese halo surrounding Meggen ore deposit, Germany: Inst. Mining Metallurgy Trans., sec. B, v. 86, p. B73-B77, 1977.
83. *Hagni R. D., Gann D. E.*, Microscopy of copper ores at the Creta mine, southwestern Oklahoma: Oklahoma Geol. Survey Circ., 77, p. 40-50, 1976.
84. *Hanor J. S.*, The sedimentary genesis of hydrothermal fluids, Chap. 4, in: Barnes H. L., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, John Wiley and Sons, p. 137-172, 1979.
85. *Harańczyk Cz.*, Correlation between organic carbon, copper and silver content in Zechstein copper-bearing shales from Lubin-Sieroszowice region in lower Silesia: Acad. Polonaise Sci. Bull., Série Sci. geol. géogr., v. 9, p. 183-189, 1961.
86. *Harańczyk Cz.*, Wysycenie siarki siarczkowej (S^{2-}) miedzia w kruszach osadowych: Rudy Metale Niezel., v. 11, p. 183-185, 1966.
87. *Harańczyk Cz.*, Zechstein lead-bearing shales in the Fore-Sudetian monocline in Poland: Econ. Geol., v. 65, p. 481-495, 1970.
88. *Harrison J. E.*, Precambrian Belt basin of northwestern United States: Its geochemistry, sedimentation, and copper occurernces: Geol. Soc. America Bull., v. 83, p. 1215-1240, 1972.
89. *Harrison J. E.*, Copper mineralization in miogeosynclinal clastics of the Belt Supergroup, northwestern United States, in: Bartholomé P., ed., Gisements stratiformes et provinces cuprifères: Liège, Soc. Géol. Belgique, p. 353-366, 1974.
90. *Hekinian R., Fevrier M., Bischoff J. L., Picot P., Shanks W. C.*, Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21°N: Science, v. 207, p. 1433-1444, 1980.
91. *Helgeson H. C.*, Complexing and hydrothermal ore deposition: New York, Pergamon, 1964.
92. *Hitchon B.*, Hydrogeochemical aspects of mineral deposits in sedimentary rocks, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, v. 2: Amsterdam, Elsevier, p. 53-66, 1976.
93. *Holland H. D., Malinin S. D.*, The solubility and occurrence of non-ore minerals, Chap. 9, in: Barnes H. L., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, John Wiley and Sons, p. 461-508, 1979.
94. *Holser W. T.*, Catastrophic chemical events in the history of the ocean: Nature, v. 267, p. 403-408, 1977.
95. *Hopwood T.*, Net-vein fractured breccias formed by hydraulic fracturing (abs.): Internat. Geol. Cong., 26th, Paris, 1980, Abstracts, v. 3, p. 948, 1980.
96. *Hutchinson R. W.*, Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance: Econ. Geol., v. 68, p. 1223-1246, 1973.
97. *James H. L.*, Sedimentary facies of iron-formation: Econ. Geol., v. 49, p. 235-293, 1954.
98. *Jefferson C. W.*, Stratigraphy and sedimentology, Upper Proterozoic Redstone copper belt, Mackenzie Mountains, N.W.T.—a preliminary report, in: Mineral Industry Report

for 1975: Northwest Territories, Indian and Northern Affairs, Economic Geology Series, 1978, 13 p., 1978.
99. *Jensen M. L.*, Sulfur isotopes and mineral genesis, Chap. 5, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart and Winston, Inc., p. 143-165, 1967.
100. *Jensen M. L.*, Sulfur isotopes of stratabound sulfide deposits: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue 3, p. 300-303, 1971.
101. *Johnson I. R., Klinger C. D.*, Broken Hill ore deposit and its environment, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia nad Papua New Guinea, I. Metals: Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon., 5, p. 476-491, 1975.
102. *Johnson K. S.*, Permian copper shales of southwestern Oklahoma: Oklahoma Geol. Survey Circ., 77, p. 3-14, 1976.
103. *Jung W., Knitzschke G.*, Kupferschiefer in the German Democratic Republic (GDR) with special reference to the Kupferschiefer deposit in the southeastern Harz Foreland, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, v. 6: Amsterdam, Elsevier, p. 353-406, 1976.
104. *King H. F., O'Driscoll E. S.*, The Broken Hill lode, in: Edwards A. B., ed., Geology of Australian ore deposits: Empire Mining Metall. Cong. 5th, Melbourne 1953, Proc., v. 1, p. 578-600, 1953.
105. *Konstantynowicz E.*, Mineral distribution in the Permian formations of western Poland: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal, 1972, Programme Sec. 4, p. 373-380, 1972.
106. *Konstantynowicz E.*, Genesis of Permian copper deposits in Poland: Internat. Geology Rev., v. 15, p. 1054-1066, 1973.
107. *Krasoń J.*, Quelques résultats des recherches sur le Permian polonais: Soc. Géol. France Bull. (7), v. IX, p. 701-713, 1967.
108. *Kraume E., Dahlgrün F., Ramdohr P., Wilke A.*, Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar: Monographien der Deutschen Blei-Zinc-Erzlagerstätten: Geol. Jahrb. Beiheft, v. 18, 394 p., 1955.
109. *Krauskopf K. B.*, Source rocks for metal-bearing fluids, Chap. 1, in: Barnes H. L., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart and Winston, Inc., p. 1-33, 1967.
110. *Laing W. P., Marjoribanks R. W., Rutland R. W. R.*, Structure of the Broken Hill Mine area and its significance for the genesis of the orebodies: Econ. Geol., v. 73, p.1112-1136, 1978.
111. *Lambert I. B.*, The McArthur zinc-lead-silver deposit: features, metallogenesis and comparisons with some other stratiform ores, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, v. 6: Amsterdam, Elsevier, p. 535-585, 1976.
112. *LaPoint D. J.*, A comparison of selected sandstone copper deposits in New Mexico: Oklahoma Geol. Survey Circ., 77, p. 80-96, 1976.
113. *Large R. R.*, Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains: Econ. Geol., v. 72, p. 549-572, 1977.
114. *Лебедев Л. М.*, О современном отложении самородного свинца из термальных рассолов Челекена.— ДАН СССР, т. 174, № 1, с. 197—200, 1967.
115. *Lefebvre J. J.*, Minéralisations cupro-cobaltifères associées aux horizons pyroclastiques situés dans le faisceau supérieur de la Série de Roan, à Shituru, Shaba, Zaire, in: Bartholomé P., ed., Gisements stratiformes et provinces cuprifères: Liège, Soc. Géol. Belgique, p. 103-122, 1974.
116. *Lilljequist R.*, Caledonian geology of the Laisvall area, southern Norrbotten, Swedish, Lappland: Sveriges Geol. Undersökning, ser. C, No. 691, 43 p., 1973.
117. *Ljunggren P., Meyer H. C.*, The copper mineralization in the Corocoro Basin, Bolivia: Econ. Geol., v. 59, p. 110-125, 1964.
118. *Lockwood R. P.*, Geochemistry and petrology of some Oklahoma redbed copper occurrences: Oklahoma Geol. Survey Circ., 77, p. 61-68, 1976.
119. *Logan R. G.*, The geology and mineralogical zoning of the H.Y.C. Ag-Pb-Zn deposit, McArthur River, Northern Territory, Australia: Unpubl. M. Sc. dissert., Australian National Univ., 187 p., 1979.
120. *Logan R. G.*, Mineralogical zoning in the H.Y.C. deposit, McArthur River (abs.): Geol. Soc. Australia, Fourth Australian Geol. Convention, Hobart 1980, Programmes and Abstracts, p. 45, 1980.
121. *Loudon A. G., Lee M. K., Dowling J. F., Bourn R.*, Lady Loretta silver-lead-zinc deposit, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon., 5, p. 377-382, 1975.
122. *Love L. G., Zimmerman D. O.*, Bedded pyrite and micro-organisms from the Mount Isa shale: Econ. Geol., v. 56, p. 873-896, 1961.
123. *Magak'yan I. C.*, Ore deposits: Internat. Geology Rev., v. 10, book section, p. 1-202 1968.
124. *Magara K.*, Warer expulsion from clastic sediments during compaction—directions and volumes: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 60, p. 543-553, 1979.

125. *Marowsky G.*, Schwefel-Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen am Kupferschiefer als Beitrag zur genetischen Deutung: Contr. Mineralogy Petrology, v. 22, 290-334, 1969.
126. *Mathias B. V., Clark G. J.*, Mount Isa copper and silver-lead-zinc orebodies—Isa and Hilton mines, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon., 5, p. 351-372, 1975.
127. *McClay K. R., Carlile D. G.*, Mid-Proterozoic sulphate evaporites at Mount Isa mine, Queensland, Australia: Nature, v. 274, p. 240-241, 1978.
128. *Mendelsohn F.*, ed., The geology of the Northern Rhodesian copper-belt: London, McDonald, 523 p., 1961.
129. *Mercer W.*, Minor elements in metal deposits in sedimentary rocks—a review of the recent literature, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, v. 2: Amsterdam, Elsevier, p. 1-28, 1976.
130. *Meyer C.*, Evolution of ore-forming processes with geologic time: Presidential address to the Society of Economic Geologists, San Francisco, 1972.
131. *Morganti J. M.*, Geology of the Howards Pass Zn-Pb deposits—the origin of Zn-Pb deposits during basin evolutions (abs.): Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, 108th Ann. Mtg., New Orleans 1979, Abstracts and Programs, p. 56, 1979.
132. *Morrissey C. J., Davis G. R., Steed G. M.*, Mineralization in the Lower Carboniferous of central Ireland: Inst. Mining Metallurgy Trans., sec. B, v. 80, p. B174-B185, 1971.
133. *Murray W. J.*, McArthur River H.Y.C. lead-zinc and related deposits, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Australasian Inst. Minig Metallurgy Mon., 5, p. 329-339, 1975.
134. *Narkelyun L. F., Yurgenson G. A.*, Copper sources in the formation of deposits of the cupriferous sandstone type: Lithology Mineral Resources, v. 6, p. 739-747, 1968.
135. *Narkelyun L. F., Bezrodnykh Yu. P., Trubachev A. I.*, Tectonic position of cupriferous sandstones and shales: Geotectonics, v. 9, p. 90-96, 1975.
136. *Naylor D., Phillips W. E. A., Sevastopulo G. D., Synge F. M.*, An introduction to the geology of Ireland: Published under auspices of Roayl Irish Academy for Internat. Geol. Cong., 26th, Paris 1980, 49 p., 1980.
137. *Neudert M. K., Russell R. E.*, Shallow water and hypersaline features from the Mid-Proterozoic Mt. Isa sequence NW Qld., Australia: Nature, в печати.
138. *Oehler J. H., Logan R. G.*, Microfossils, cherts, and associated mineralization in the Proterozoic McArthur (H.Y.C.) lead-zinc-silver deposit: Econ. Geol., v. 72, p. 1293-1409, 1977.
139. *Ohmoto H.*, Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits: Econ. Geol., v. 67, p. 551-578, 1972.
140. *Ohmoto H., Rye R. O.*, Isotopes of sulfur and carbon, Chap. 10, in: Barnes H. L., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, John Wiley and Sons, p. 509-567, 1979.
141. *Pélissonnier H.*, Les dimensions des gisements de cuivre du monde, Essai de métallogénie quantitative: Bur. Recherches Géol. Minière (Orléans), Mem. 57, 405 p., 1972.
142. *Plumb K. A., Derrick G. M., Wilson I. H.*, Precambrian geology of the McArthur River-Mount Isa region northern Australia, in: Henderson R. A., Stephenson P. J., eds., The geology and geophysics of northeastern Australia: Brisbane, Geol. Soc. Australia (Queensland Division), p. 71-88, 1980.
143. *Renfro A. R.*, Genesis of evaporite-associated stratiform metalliferous deposits—a sabkha process: Econ. Geol., v. 69, p. 33-45, 1974.
144. *Rentzsch J.*, The Kupferschiefer in comparison with the deposits of the Zambian copperbelt, in: Bartholomé P., ed., Gisements stratiformes et provinces cuprifères: Liège, Soc. Géol. de Belgique, p. 395-418, 1974.
145. *Rhoden H. N.*, Structure and economic mineralization of the Silvermines district, County Tipperary, Eire: Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 68, p. 67-94, 1958.
146. *Richards J. R.*, Major lead ore bodies—mantle origin?: Econ. Geol., v. 66, p. 425-434, 1971.
147. *Rickard D. T., Willdén M. Y., Marinder N.-E., Donnelly T. H.*, Studies on the genesis of the Laisvall sandstone lead-zinc deposit, Sweden: Econ. Geol., v. 74, p. 1255-1285, 1979.
148. *Ridge J. D.*, Suggested volcanic-syngenetic origin for certain European massive sulfide deposits: Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers Trans., v. 226, p. 28-41, 1963.
149. *Riley J. F.*, The tetrahedrite-freigbergite series, with reference to the Mount Isa Pb-Zn-Ag orebody: Mineralium Deposita, v. 9, p. 117-124, 1974.
150. *Roberts W. M. B.*, Dolomitization and the genesis of the Woodcutters lead-zinc prospect, Northern Territory, Australia: Mineralium Deposita, v. 8, p. 35-56, 1973.
151. *Roedder E.*, Fluid-inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits, v. 2: Amsterdam, Elsevier, p. 67-110, 1976.

152. *Rose A. W.*, The effect of cuprous chloride complexes in the origin of red-bed copper and related deposits: Econ. Geol., v. 71, p. 1036-1048, 1976.
153. *Rozendaal A.*, The Gamsberg zinc deposit, Namaqualand: Geol. Soc. South Africa Spec. Pub., 4, p. 235-265, 1976.
154. *Russell M. J.*, Lithogeochemical environment of the Tynagh base-metal deposit, Ireland, and its bearing on ore deposition: Inst. Mining Metallurgy Trans., sec. B, v. 84, p. B128-B133, 1975.
155. *Russell M. J.*, Downward-excavating hydrothermal cells and Irish-type ore deposits: importance of an underlying thick Caledonian prism: Inst. Mining Metallurgy Trans., sec. B, v. 87, p. B168-B171, 1978.
156. *Russell M. J.*, Model for the origin of the Early Carboniferous lead-zinc deposits in Ireland (abs.): Geol. Soc. Australia, Fourth Australian Geol. Convention, Hobart 1980, Programmes and Abstracts, p. 45, 1980.
157. *Rye D. M., Williams N.*, Studies of the base-metal sulfide deposits at McArthur River, Northern Territory, Australia: III. The stable isotope geochemistry of the H.Y.C., Ridge, Cooley deposits: Econ. Geol., v. 76, p. 1-26, 1981.
158. *Rye R. O., Ohmoto H.*, Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review: Econ. Geol., v. 69, p. 826-842, 1974.
159. *Samama J. C.*, Comparative review of the genesis of the copper-lead sandstones-type deposits, in: Wolf K. H., ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits: Amsterdam, Elsevier, v. 6, p. 1-20, 1976.
160. *Samonov I. Z., Pozharisky I. E.*, Deposits of copper, in: Smirnov V. I., ed., Ore deposits of the USSR, v. II: London, Pitman Pub., p. 106-181, 1977.
161. *Sangster D. F.*, Relative sulphur isotope abundances of ancient seas and stratabound sulphide deposits: Geol. Assoc. Canada Proc., v. 19, p. 79-91, 1968.
162. *Sangster D. F.*, Sulphur isotopes, stratabound sulphide deposits, and ancient seas: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue 3, p. 295-299, 1971.
163. *Sangster D. F.*, Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review: Canada Geol. Survey Papep 72--22, 43 p., 1972.
164. *Sangster D. F.*, Sulphur and lead isotopes in strata-bound deposits, in: Wolf K. H., ed., Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, v. 2: Amsterdam, Elsevier, p. 219-266, 1976.
165. *Sasaki A.*, Seawater sulfate as a possible determinant for sulfur isotopic compositions of some strata-bound sulfide ores: Geochem. Jour., v. 4, 41-51, 1970.
166. *Sasaki A., Kajiwara Y.*, Evidence of isotopic exchange between seawater sulfate and some syngenetic sulfide ores: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue 3, p. 289-294, 1971.
167. *Schultz R. W.*, Lower Carboniferous cherty ironstones at Tynagh, Ireland: Econ. Geol., v. 61, p. 313-342, 1966.
168. *Schwarcz H. P., Burnie S. W.*, Influence of sedimentary environments on sulfur isotope ratios in clastic rocks: a review: Mineralim Deposita, v. 8, p. 264-277, 1973.
169. *Serkies J., Oberc J.*, Zloza miedzi w Dzezkazganie (ZSRR) a zloza dolnoslaskie: Rudy Metale Niezel., v. 15, p. 553-534, 1970.
170. *Shcherba G. N.*, The stratiform deposits of Kazakhstan: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue 3, p. 172-177, 1971.
171. *Sibson R. H., Moore J. Mc. M., Rankin A. H.*, Seismic pumping—a hydrothermal fluid transport mechanism: Geol. Soc. London Jour., v. 130, p. 163-177, 1975.
172. *Singer D. A., Cox D. P., Drew L. J.*, Grade and tonnage relationships among copper deposits: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 907A, 11 p., 1975.
173. *Skinner B. J.*, The many origins of hydrothermal mineral deposits, Chap. 1, in: Barnes H. L., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, John Wiley and Sons, p. 1-21, 1979.
174. *Skinner B. J., Barton P. B., Jr.*, Genesis of mineral deposits: Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 1, p. 183-211, 1973.
175. *Smirnov V. I.*, Factor of time in formation of strata-bound ore deposits, in: Klemm D. D., Schneider H.-J., eds., Time- and strata-bound ore deposits: Berlin, Springer-Verlag, p. 3-18, 1977.
176. *Smith G. E.*, Sabkha and tidal-flat facies control of stratiform copper deposits in north Texas: Oklahoma Geol. Survey Circ., 77, p. 25-39, 1976.
177. *Smith J. W., Croxford N. J. W.*, Sulphur-isotope ratios in the McArthur lead-zinc-silver deposit: Nature, v. 245, p. 10-12, 1973.
178. *Smith J. W.*, An isotopic investigation of the environment of deposition of the McArthur mineralization: Mineralium Deposita, v. 10, p. 269-276, 1975.
179. *Smith J. W., Burns M. S., Croxford N. J. W.*, Stable isotope studies of the origins of mineralization at Mount Isa. I: Mineralium Deposita, v. 13, p. 369-381, 1978.
180. *Smith S. E., Walker K. R.*, Primary element dispersions associated with mineralization at Mount Isa, Queensland: Australia Bur. Mineral Resources, Geology Geophysics Bull., 131, 80 p., 1971.

181. *Smith W. D.*, Penecontemporaneous faulting and its likely significance to Mount Isa ore deposition: Geol. Soc. Australia Spec. Pub., 2, p. 225-235, 1969.
182. *Sperling H.*, On the metallogenetic setting of the ore deposits in the Harz: Erzmetall, v. 33, p. 134-136, 1980.
183. *Stanton R. L.*, Mineralogical features and possible mode of emplacement of the Brunswick mining and smelting orebodies, Gloucester County, N.B.: Canadian Mining Metall. Bull., v. 52, p. 631-643, 1959.
184. *Stanton R. L.*, Constitutional features of the Mount Isa sulphide ores and their interpretation: Australasian Inst. Mining Metallurgy Proc., No. 235, p. 131-153, 1963.
185. *Stanton R. L.*, A preliminary account of chemical relationships between sulfide lode and «banded iron formation» at Broken Hill, New South Wales: Econ. Geol., v. 67, p. 1128-1145, 1972.
186. *Stanton R. L., Rafter T. A.*, The isotopic constitution of sulphur in some stratiform lead-zinc sulphide ores: Mineralium Deposita, 1, p. 16-29, 1966.
187. *Stanton R. L., Russell R. D.*, Anomalous leads and the emplacement of lead sulfide ores: Econ. Geol., v. 54, p. 588-607, 1959.
188. *Stanton R. L., Vaughan J. P.*, Facies of ore formation: a preliminary account of the Pegmont deposit as an example of potential relations between small «iron formations» and stratiform sulphide ores: Australasian Inst. Mining Metallurgy Proc., No. 270, p. 25-38, 1979.
189. *Stanton R. L., Roberts W. P. H., Chant R. A.*, Petrochemical studies of the ore environment at Broken Hill, N.S.W.; 5-Major element constitution of the lode and its interpretation: Australasian Inst. Mining Metallurgy Proc., No. 266, p. 51-78, 1978.
190. *Sulutov A.*, Copper porphyries: Salt Lake City, Univ. Utah Printing Services, 200 p., 1974.
191. *Swanson C. O., Gunning H. C.*, Geology of the Sullivan Mine: Canadian Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 48, p. 645-667, 1945.
192. *Taylor H. P., Jr.*, Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, Chap. 6, in: Barnes H. L., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, John Wiley and Sons, p. 236-277, 1979.
193. *Taylor S. R.*, The abundance of chemical elements in the continental crust—a new table: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 28, p. 1273-1285, 1964.
194. *Taylor S., Andrews C. J.*, Silvermines orebodies, County Tipperary, Ireland: Inst. Mining Metallurgy Trans., sec. B, v. 87, p. B111-B124, 1978.
195. *Teller J. T., Bowler J. M., Macumber P. G.*, Modern sedimentation in Lake Tyrrell, Victoria, Australia: Geol. Soc. Australia Jour., в печати.
196. *Thiede D. S., Cameron E. N.*, Concentration of heavy me als in the Elk Point evaporite sequence, Saskatchewan: Econ. Geol., v. 73, p. 405-416, 1978.
197. *Tourtelot E. B., Vine J. D.*, Copper deposits in sedimentary and volcanogenic rocks: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 907C, 34 p., 1976.
198. *Trudinger P. A.*, The biological sulfur cycle, in Trudinger P. A., Swaine D. J., eds., Biogeochemical cycling of mineral-forming elements: Amsterdam, Elsevier, p. 293-314, 1979.
199. *Trudinger P. A., Lambert I. B., Skyring G. W.*, Biogenic sulfide ores: a feasibility study: Econ. Geol., v. 67, p. 1114-1127, 1972.
200. *Turekian K. K., Wedepohl K. H.*, Distribution of the elements in some major units of the earth's crust: Geol. Soc. America Bull., v. 72, p. 175-192, 1961.
201. *Turner J. S., Gustafson L. B.*, The flow of hot saline solutions from vents in the sea floor—some implications for exhalative massive sulfide and other ore deposits: Econ. Geol., v. 73, p. 1082-1100, 1978.
202. *Van den Heuvel H. B.*, Sedimentation, stratigraphy and post-depositional changes in the sediments of the upper formations of the Mount Isa Group, north west Queensland: Unpub. Ph. D. dissert., Univ. Queensland, 1969.
203. *Vine J. D., Tourtelot E. B.*, Geochemistry of black shale deposits—a summary report: Econ. Geol., v. 65, p. 253-271, 1970.
204. *Vinogradov A. P.*, Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust: Geochemistry, 1962, No. 7, p. 641-664, 1962.
205. *Walker R. N., Muir M. D., Diver W., Williams N., Wilkins N.*, Evidence of major sulphate evaporite deposits in the Proterozoic McArthur Group, Northern Territory, Australia: Nature, v. 265 p. 526-529, 1977.
206. *Warren C. G.*, Sulfur isotopes as a clue to the genetic geochemistry of a roll-type uranium deposit: Econ, Geol,. v. 67. p 759-767, 1972.
207. *Wedepohl K. H.*, Untersuchungen am Kupferschiefer in Nord-deutschland, Ein Beitrag zu Deutung der Genese bituminozer Sedimente: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 28, p. 305-364, 1964.
208. *Wedepohl K. H.*, «Kupferschiefer» as a protoptye of syngenetic sedimentary ore deposits: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue, 3, p. 268-273, 1971.
209. *Wedepohl K. H.*, Untersuchungen am Kupferschiefer in potential source of lead in the

Permian Kupferschiefer bed of Europe and some selected Paleozoic mineral deposits in the Federal Republic of Germany: Contr. Mineralogy Petrology, v. 65, p. 273-281, 1964.
210. *White D. E.*, Saline waters of sedimentary rocks, in: Fluids in sedimentary environments—a symposium: Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem., 4, p. 342-366, 1965.
211. *White D. E.*, Environments of generation of some base-metal ore deposits: Econ. Geol., v. 63, p. 301-335, 1968.
212. *White D. E.*, Diverse origins of hydrothermal ore fluids: Econ. Geol., v. 69, p. 954-973, 1974.
213. *White W. S.*, A paleohydrologic model for mineralization of the White Pine copper deposit, northern Michigan: Econ. Geol., v. 66, p. 1-13, 1971.
214. *White W. S., Wright J. C.*, Sulfide-mineral zoning in the basal Nonesuch Shale, northern Michigan: Econ. Geol., v. 61, p. 1171-1190, 1966.
215. *Whyte R. J., Green M. E.*, Geology and palaeogeography of Chibuluma West orebody, Zambian Copperbelt, parts I and II: Econ. Geol., v. 66, p. 400-424, 1971.
216. *Wiese R. G., Jr.*, Mineralogy and geochemistry of the Parting Shale, White Pine, Michigan: Econ. Geol., v. 68, p. 317-331, 1973.
217. *Williams C. E., McArdle P.*, Ireland, in: Bowie S. H. U., Kvalheim A., Haslam H., eds., The mineral deposits of Europe, Vol. 1: Northern Europe: London, Inst. Mining Metallurgy/Mineralog. Soc., p. 319-345, 1978.
218. *Williams N.*, Studies of the base-metal sulfide deposits at McArthur River, Northern Territory, Australia: I. The Cooley and Ridge deposits: Econ. Geol., v. 73, p. 1005-1035, 1978.
219. *Williams N.*, Studies of the base-metal sulfide deposits at McArthur River, Northern Territory, Australia: II. The sulfide-S and organic-C relationships of the concordans deposits and their significance: Econ. Geol., v. 73, p. 1036-1056, 1978.
220. *Williams N.*, Studies of the base-metal sulfide deposits at McArthur River, Northern Territory, Australia: II. The sulfide-S and organic-C relationships of the concordant deposits and their significance—a reply: Econ. Geol., v. 74, p. 1699-1702, 1979.
221. *Williams N.*, The timing and mechanisms of formation of the Proterozoic stratiform Pb-Zn and related Mississippi Valley-type deposits at McArthur River, N.T., Australia: S.E.G.-A.I.M.E. Joint Mtg., New Orleans 1979, preprint 79-51, p. 15, 1979.
222. *Williams N.*, Precambrian mineralization in the McArthur-Cloncurry region, with special reference to stratiform lead-zinc deposits, in: Henderson R. A., Stephenson P. J., eds., The geology and geophysics of northeastern Australia: Brisbane, Geol. Soc. Australia, p. 89-107, 1980.
223. *Williams N., Rye D. M.*, Alternative interpretation of sulphur isotope ratios in the McArthur lead-zinc-silver deposit: Nature, v. 247, p. 535-537, 1974.
224. *Williams N., Cohen Y., von Gehlen, K., Haack U., Hallberg R. O., Kaplan I. R., Nielsen H., Sangster D., Trudinger P. A., Truper H. G.*, Stratified sulfide deposits, in: Holland H. D., Schidlowski M., eds., Mineral deposits and the evolution of the biosphere, Dahlem Konferenzen: Basel, Verlag Chemie, в печати.
225. *Wilson I. F.*, Geology and mineral deposits of the Boleo copper district Baja California, Mexico: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 273, 133 p., 1955.
226. *Woodward L. A., Kaufman W. H., Schumacher O. L., Talbott L. W.*, Strata-bound copper deposits in Triassic sandstone of Sierra Nacimiento, New Mexico: Econ. Geol., v. 69, p. 108-120, 1974.

МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Часть I. Геологическая позиция, петрология и тектогенез

С. Р. Титли, Р. Э. Бин

Часть II. Гидротермальные изменения и минерализация

Р. Э. Бин, С. Р. Титли

Краткое содержание

Знания о различных аспектах геологии медно-порфировых месторождений значительно пополнились в течение нескольких последних десятилетий, особенно интенсивное изучение данных месторождений началось с середины 1960-х годов. В настоящем обзоре месторождения рассматриваются с двух точек зрения: с одной стороны, обсуждается их геологическая позиция и тектогенез, а с другой — изменение вмещающих пород и минерализация; однако этот обзор ограничен в основном мезозойскими и кайнозойскими месторождениями, расположенными в обрамлении Тихоокеанского бассейна.

Радиологические определения возраста показывают, что порфировые месторождения формировались в течение трех четко разграниченных длительных интервалов времени — доларамийского, ларамийского и интервала, начавшегося ~40 млн. лет назад. Месторождения независимо от возраста располагаются в районах, очень сходных по геологическому строению. В восточной части Тихоокеанского бассейна месторождения залегают между древними батолитовыми комплексами и древними приподнятыми или обнажившимися кратонами, а также в умеренно или сильно деформированных мобильных поясах, заключающих большое количество параллельных разломов и складок. Подобная обстановка существует как на аккретированных континентальных окраинах, таких, как Канадские Кордильеры, так и на жестких окраинах, подобных перуанскому и чилийскому побережью. Хотя геологическая обстановка месторождений островных регионов западной части Тихого океана, имеющих главным образом постларамийский возраст, в значительной степени варьирует, большинство рудных объектов располагаются вдоль осевых частей островов или архипелагов и в районах, характеризующихся наличием известных или предполагаемых систем параллельных разломов.

Петрологические данные о породах обрамления бассейна свидетельствуют о наличии двух типов интрузий: первый тип, распространенный в островных регионах, характеризуется низким отношением K_2O/CaO; второй, встречающийся в континентальной обстановке, обладает более высокими значениями этого отношения. Оба типа различаются также по содержанию Na_2O и K_2O. Отчетливо щелочные комплексы встречаются на некоторых месторождениях Канадских Кордильер. Большая часть изученных пород имеет известково-щелочную природу, однако направления дифференциации были различными в разных условиях, и, по-видимому, нельзя выделить породы специфического состава, которые бы однозначно характеризовали плутоны с медно-порфировой минерализацией. Первичные стронциевые отношения у пород Новой Гвинеи и юго-западной части Америки в пределах одного и того же региона почти одинаковы как у безрудных, так и у продуктивных плутонов, а также у одновозрастных с ними вулканических пород, в то же время эти отношения в разных регионах сильно различаются.

Рассмотрение явлений тектоники плит в тех случаях, когда с ними может быть связано медно-порфировое оруденение, показывает, что интрузивные процессы в обрамлении Тихоокеанского бассейна соответствуют времени более высоких скоростей сближения плит, времени изменения характера этого сближения и в основном приурочены к деструктивным краям плит. Различные виды сближений, такие, как косонаправленные, могут так воздействовать на кору, что она позволит магме быстро подняться до верхних горизон-

---

S. R. Titley. AMAX Exploration, 130 South Scott Avenue, Tucson, Arizona 85701.
R. E. Beane. Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, Arizona 85721.

тов. Металлогения меди некоторыми исследователями связывается с океанической корой в зонах субдукции; другие считают, что некоторые металлы происходят из коры или мантии. Тем не менее анализ истории развития плит в связи с интрузивной деятельностью почти однозначно свидетельствует о том, что между тектоническим взаимодействием плит и медно-порфировой формацией существуют тесные причинно-следственные отношения.

Интрузии, с которыми связана медно-порфировая минерализация, отличаются от непродуктивных плутонов наличием постоянных и повсеместных гидротермальных проявлений, которые распространяются и во вмещающие их породы. Характерные ассоциации минералов, возникающие в процессе изменения пород, обнаруживают между собой специфические пространственные и временные соотношения, однако структурно-текстурный рисунок и состав этих ассоциаций различен в кварц-монцонитовых и диоритовых интрузиях. Кварц-монцонитовые интрузии характеризуются центральной зоной калиевого и калиево-кремниевого метасоматоза, содержащей гидротермальные К-полевой шпат и биотит, промежуточной зоной из кварца и серицита и периферийным пропилитовым ореолом, сходным с зеленосланцевой метаморфической фацией и содержащим эпидот, хлорит и альбит. К внешней части зоны К-метасоматоза приурочена гипогенная минерализация, представленная незначительным количеством сульфидов ($\sim$1 об.%), но характеризующаяся высоким отношением халькопирит/пирит; в следующей кварц-серицитовой зоне содержание сульфидов (почти исключительно пирит) значительно более высокое. Центральная часть интрузии не содержит оруденения. В диоритовых интрузиях в центральной зоне К-метасоматоза преобладает биотит, а кварц-серицитовая зона в большинстве случаев отсутствует. Таким образом для этих месторождений характерно более низкое содержание сульфидов, чем для вышеупомянутых, хотя количество гипогенной меди в диоритовом типе может быть выше. Гидротермальные изменения обычно продолжаются и во вмещающие породы. Однако в карбонатных боковых породах развиваются известково-силикатные фазы, представленные главным образом гранатом и диопсидом, которые отделяются от интрузии мрамором. Этот безводный скарн, как правило, сечется выделениями хлорита, эпидота, талька, кварца и(или) глинистых минералов. Гипогенная минерализация, представленная халькопиритом и сфалеритом, формировалась одновременно с безводным скарном или по крайней мере предшествовала образованию более поздней ассоциации минералов, содержащих воду. Верхние части интрузивов и породы кровли подвергаются в основном аргиллизации и сольфатарным изменениям и состоят из глинистых минералов, тонкозернистого кремнезема и алунита, которые сопровождаются, по-видимому, халькопиритом, энаргитом, пиритом и гематитом. Предполагают, что такого рода минерализация частично обязана выщелачиванию и ремобилизации минеральных образований, связанных с интрузией и расположенных на глубине.

Диаграммы устойчивости минералов помогают интерпретировать причины различия минеральных ассоциаций в зоне изменения в зависимости от различной геологической обстановки. Наиболее важным является предположение, что пропилитизация (хлорит $\pm$ эпидот) представляет собой богатый Mg и Ca аналог кварц-серицитовых изменений и может развиваться среди диоритов. Кроме того, стабильность халькопирита требует условий, характеризующихся относительно узкими пределами колебаний таких факторов, как температура, активность серы и кислорода, отношение железа к водороду в гидротермальном флюиде. Изучение диаграмм устойчивости минералов с учетом пространственно-временных соотношений между гидротермальными минералами медно-порфировых месторождений показывает, что со временем флюиды в пределах этих систем вызывают изменение боковых пород, сопоставимые с теми, которые связаны с понижением температуры и отношения активность катиона/активность водорода. Оба этих процесса могут быть привлечены для объяснения некоторых наблюдаемых проявлений зональности и парагенетических особенностей.

Изучение изотопов кислорода свидетельствует, что проявления раннего К-метасоматоза в интрузиях вызвано флюидами, выделившимися в связи с магматическими процессами, тогда как образование ассоциации кварц + серицит обусловлено флюидами метеорного происхождения. Изучение газово-жидких включений показывает, что магматические флюиды имели высокую соленость (порядка 30—60 мас.% NaCl-эквивалента), в то время как метеорные флюиды были намного более разбавленными ($<$15 мас.%). Свидетельства о вскипании (или конденсации) обоих типов флюидов обнаружены на различных месторождениях, однако эти процессы проявлены не везде. Рассчитанные на компьютере модели флюидных потоков показывают, что на разных участках медно-порфировой системы эти два типа флюидов появляются в разное время и в различных относительных и абсолютных количествах. Направление флюидных потоков вокруг и внутри остывающего плутона в значительной степени зависит от изменения в пространстве такого свойства пород, как проницаемость, что непосредственно связано с количеством и характером трещин. Со временем трещины все более и более сосредоточиваются вблизи контактов интрузивных и вмещающих пород, и более поздние гидротермальные процессы протекают главным образом именно в этих местах. Однако мы не имеем очевидных доказательств связи гипогенной минерализации с флюидами как первичномагматического, так и метеорного происхождения.

Часть I. Геологическая позиция, петрология и тектогенез

Введение

Благодаря повышенному интересу повсюду в мире к медно-порфировым месторождениям они сделались объектом интенсивного исследования как с научной, так и с практической точки зрения. Крупные размеры этих месторождений, большие запасы металлов в них, а также возможность применения дешевых методов извлечения послужили причиной широкого развития геологоразведочных работ в течение последних 25 лет. В результате этого начиная с 1955 г. в обрамлении Тихоокеанского бассейна по меньшей мере 90 медно-порфировых месторождений были открыты впервые или в результате геологической переоценки ранее известных объектов. Приблизительно такое же число месторождений открыто и в других регионах, например в северо-восточной Австралии и поясе Тетис. Экономические характеристики медно-порфировых месторождений приведены в табл. 1. В ней дано в тоннах количество металла, как добытого, так и находящегося в недрах, для 141 место-

Таблица 1. **Запасы и содержание металлов на медно-порфировых и порфировых медно-молибденовых месторождениях Тихоокеанского бассейна**

Число месторождений	Регион или страна	Медные руды, 10^6 т	Содержание меди (%)	Cu-Mo-руды, 10^6 т	Содержание молибдена, %
13 (7)	Чили	22 567	0,66	(6 749)	(0,041)
13 (4)	Перу	3 984	0,83	(1 863)	(0,027)
8 (4)	Центральная и Южная Америка	4 595	0,56	(3 053)	(0,017)
6	Мексика	2 895	0,68		
45 (14)	США	14 381	0,68	(7 169)	(0,0325)
36 (17)	Британская Колумбия — Юкон	5 082	0,43	(3 264)	(0,028)
8 (5)	Юго-западная часть Тихоокеанского бассейна	2 921	0,52	(2 302)	(0,007)
12	Филиппины	772	0,48		
	Всего (средн.)	57 198	0,64	(24 400)	(0,029)

Указанные запасы включают количества добытой и еще неотработанной руды. Для каждого из регионов в таблице приведены запасы и содержания обоих тип в руд. Цифры в скобках соответствуют числу месторождений, содержащих как медь, так и молибден, и характеризуют запасы и содержания молибдена в медно-молибденовых рудах. Данные заимствованы у Гилмора (в печати).

рождения в пределах обрамления Тихоокеанского бассейна. В это число входят и чисто медные месторождения, и те, которые относятся к порфировым медно-молибденовым. На 51 месторождении, судя по отчетам, добывают медь и молибден; относящиеся к ним цифры взяты в скобки.

Запасы меди увеличиваются как в результате открытий новых объектов, так и благодаря углублению наших знаний об этих месторождениях, геологии которых посвящены многочисленные публикации. Рассмотрение и обобщение всех этих публикаций — задача трудновыполнимая, однако, к счастью, существует несколько обзорных работ, опирающихся в основном на данные по отдельным районам и провинциям. К четырем основным работам относятся сборники статей, посвященные исследованиям в юго-западной части Северной Америки [272], в западной Канаде [262], на островах юго-западного сектора Тихого океана и в Австралии [106], а также более основательная книга по Западному полушарию [128]. Заслуживают внимание статьи и серии статей, которые явились важными вехами в познании рассматриваемых месторождений: обобщающая работа Лоуэлла и Гилберта [170] по зональности, труд Густафсона и Ханта [105], посвященный результатам исчерпывающих исследований месторождения Эль-Сальвадор, а также статьи о месторождениях Бьютт (Монтана) [185] и Бингем (Юта) [81].

Важным аспектом исследования геологии и генезиса медно-порфировых месторождений является дальнейшее развитие идей во многих побочных направлениях. Месторождения представляют собой прекрасные полевые лаборатории как для разработки концепций химии гидротермальных процессов, так и для совершенствования и испытания исследовательской техники. Так, принципы химии гидротермальных процессов, выдвинутые Гаррелсом и Хелгесоном, были применены и успешно проверены при изучении пород и руд медно-порфировых месторождений; идеи относительно источников некоторых гидротермальных флюидов, возникшие в связи с изучением Тейлором и его сотрудниками стабильных изотопов, послужили основным толчком для развития концепций рудогенеза; исследования химии растворов, проведенные Барнсом и Хемли, широко использовались для решения проблем формирования медно-порфировых месторождений; и наконец, в результате работ Рёддера по газово-жидким включениям этот метод достиг такой стадии, когда он стал обычным и широко применяется при изучении медно-порфировых месторождений.

Наконец, медно-порфировые месторождения стали экономическим стимулом для проведения фундаментального регионального анализа соответствующих меднорудных районов, осуществленного Геологической службой США в лице Рансома, Линдгрена, Пейджа, Спенсера, Хернона. Поистине это памятник их высококачественному труду, который был совершен на рубеже двух столетий. Разработанные ими стратиграфические и тектонические схемы выдержали испытание временем, претерпев лишь незначительные изменения.

Рамки настоящего исследования. В связи с тем, что наши знания о медно-порфировых месторождениях весьма обширны, мы отобрали для обобщения лишь наиболее важные виды информации, позволяющие составить представление о месте, времени и эволюции месторождений этого типа. Эти данные имеют отношение к важным концепциям, проблемам и спорам по многим аспектам генезиса месторождений, однако материал, представленный нами, в какой-то мере ограничен. Во-первых, отсутствие детальных данных по месторождениям Юго-Восточной Азии, КНР, СССР [1], а также по другим месторождениям в районах к югу и западу от пояса Тетис препятствует

[1] Эти месторождения мало освещены на английском языке, а язык оригиналов недостаточно доступен авторам.— *Прим. ред.*

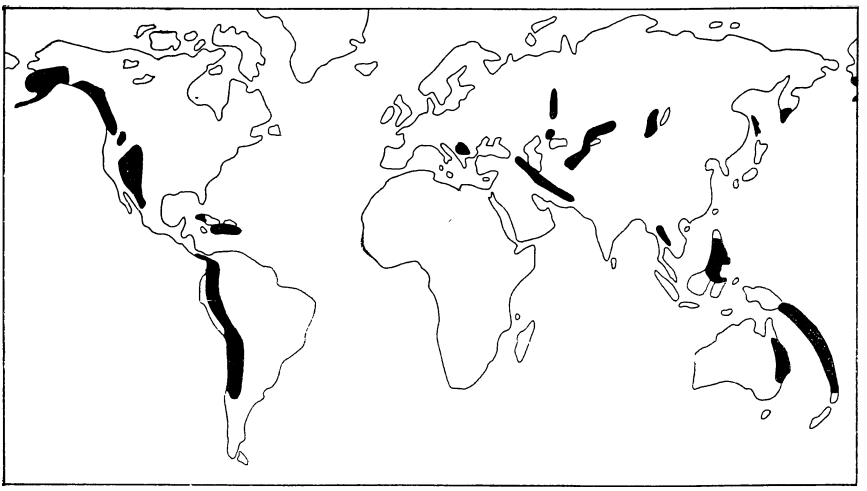


Рис. 1. Распространение основных медно-порфировых провинций.

подробному рассмотрению этих объектов. Во-вторых, в связи с тем, что приводимые нами данные и их обсуждение в основном касаются месторождений обрамления Тихоокеанского бассейна (рис. 1), большая часть наших выводов основывается на мезозойских и более молодых рудных образованиях. Несмотря на эти ограничения, мы все же полагаем, что приводимый здесь фактический материал и высказанные идеи могут быть использованы при рассмотрении месторождений других регионов и иного возраста. В-третьих, из трех возможных степеней детальности, с которыми могут быть рассмотрены медно-порфировые месторождения, мы выбрали две. Прежде всего месторождения рассматриваются нами на региональной основе, что позволяет видеть их в связи с геологическими условиями соответствующих провинций и дает возможность выяснить, как оруденение связано во времени, пространственно и по составу с имеющимися интрузивными образованиями. Второй подход заключается в анализе деталей генезиса и гидротермального химизма оруденения на основе минералогии, изучения газово-жидких включений и стабильных изотопов. Мы не рассматриваем месторождения в промежуточном масштабе, а именно в рамках геологии районов внутри провинций или в пределах еще меньших площадей, поскольку объем литературного материала слишком велик, чтобы его можно было здесь обобщить. Далее, хотя в литературе приводится множество деталей по региональной геологии, лишь немногие геологи пытались оценить рудный контроль и гидротермальную эволюцию медно-порфировых месторождений в таком контексте. Мы указываем на эту частную деталь состояния наших знаний не только как на досадный пробел в современном понимании генезиса этих месторождений, но и как на исключительно важный аспект, который потребует очень большого объема самых тщательных полевых геологических работ в будущем.

Некоторые из наших заключений и интерпретаций, конечно, спорны, однако они отражают наши искренние убеждения, которые сложились в результате изучения с различной степенью детальности многих месторождений Тихоокеанского пояса. Если возникнет дискуссия, то разрешение проблем, которые мы выдвинули, или установление прочной основы для переосмысления имеющихся данных будут значительным конструктивным шагом вперед.

Медно-порфировые месторождения: характерные черты и определения. Медно-порфировые месторождения являются продуктами крупных гидротер-

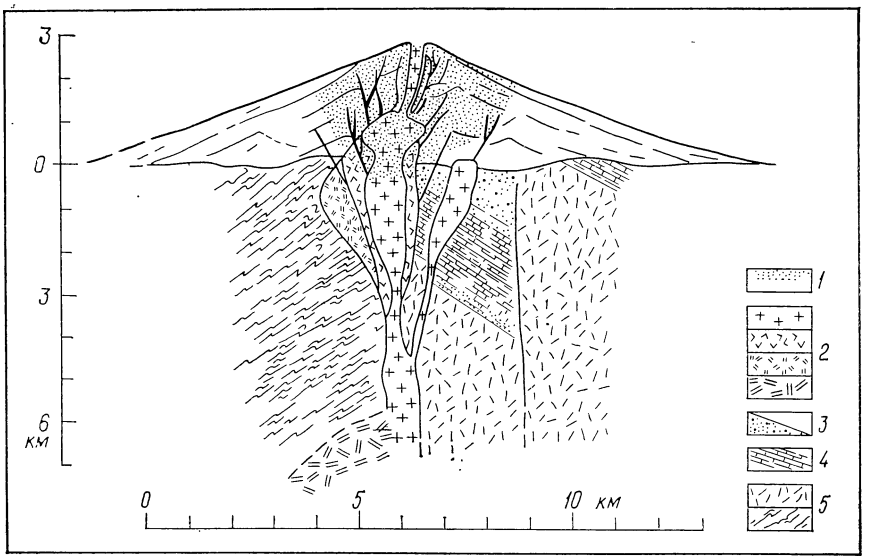


Рис. 2. Схематический разрез, показывающий в приблизительном масштабе строение медно-порфирового месторождения. Геологические соотношения типичны для юго-запада Северной Америки. Особенности вулканизма приведены по данным Бранча [33]. *1* — гидротермальные изменения; *2* — ларамийские плутоны; *3* — мезозойские породы; *4* — палеозойские породы; *5* — докембрийские породы.

мальных систем, связанных с интрузивной деятельностью. Они возникают в результате внедрений на небольших глубинах порфировых плутонов и последующего их остывания. Эти явления вызывают широкое развитие вторичной проницаемости (трещиноватости) в плутонических и вмещающих породах, что способствует циркуляции вод различного происхождения как в плутоне, так и в боковых породах. Плутоны, концентрирующие медь, обычно невелики (от ~1/2 до 2 км в диаметре), но в результате их внедрения возникают громадные объемы (многие кубические километры) измененных и минерализованных пород. Среднее месторождение (см. табл. 1) содержит 406×10^6 т меди (при концентрации металла 0,64%), включая небольшое количество меди, отложившейся в процессе вторичного обогащения. Ход эволюции гидротермального процесса, в котором доминирует охлаждение, приводит к осаждению и зональному размещению продуктов изменения и металлов. Зональность развивается или от интрузий (особенно если они малы), или от контакта интрузии с вмещающей породой. Плутоны внедряются на очень небольшой глубине (от 1 до 2 км), о чем свидетельствуют газово-жидкие включения и реконструкция дорудного стратиграфического разреза. В эпикрустальной среде они контактируют с самыми различными породами: метаморфизованными породами докембрийского фундамента, осадочными и вулканогенными образованиями фанерозоя, комагматичными вулканическими породами, которые могут располагаться над этими плутонами. Состав боковых пород контролирует состав и характер изменений и минерализации, которые обычно одинаковы на всех месторождениях (исключение создает карбонатная среда). Когда среди боковых пород имеются карбонатные разности, процессы изменения приводят к образованию скарнов и тактитов. В ряде районов однозначно устанавливается, что месторождения связаны с вулканическими процессами и что интрузии, возможно, представляют собой субвулканические тела (рис. 2). Однако свидетельства о связи ассоциации с вулканогенными образованиями отсутствуют даже в случае неко-

торых очень молодых порфировых систем, например месторождений юго-западной части Тихого океана, имеющих возраст ~1 млн. лет. Тем не менее ряд месторождений могут быть связаны с неглубокими интрузиями, которые не сопровождались наземным вулканизмом.

Геологическое положение медно-порфировых провинций

Мезозойские и более молодые порфировые рудные месторождения располагаются в сильно нарушенных, пересеченных разломами и приподнятых регионах обрамления Тихого океана. Палеозойские и мезозойские месторождения восточной Австралии приурочены к Тасманскому поясу — орогеническому району, характеризующемуся теми же тектоническими особенностями, что и Тихоокеанское обрамление [130]. Более древние месторождения пояса Тетис располагаются в толще, которая имеет такое же сложное строение [161]. Поскольку медно-порфировые месторождения образовались в определенных регионах в самое различное время (например, на северо-западе Канады в триасе, юре, мелу и в третичном периоде; на юго-западе США в юре, мелу и в третичном периоде), достижение полного понимания геологической обстановки требует тщательного анализа пород, структур и влияния тектонических перемещений. Сложная геология регионов, в которых размещаются месторождения, а также многократное проявление интрузивных и деформационных процессов делают такой анализ чрезвычайно трудным; однако результаты нескольких подобных исследований освещены в литературе. В основном именно в процессе этих региональных исследований были выявлены некоторые характерные черты геологии медно-порфировых месторождений; оказалось, что многие провинции сходны по тектоническому строению и геологической истории.

Во многих региональных обобщениях специально обращалось внимание на медно-порфировые месторождения и их позицию. Юго-западной части США посвящены работы Андерсона [3, 4], Шмитта [240, 241], Батлера [42], Лоуэлла [169] и Титли [269], северо-западной части США, Канадским Кордильерам и Аляске — исследования Филда и др. [88], Нея и Холлистера [197] и Холлистера [128], районам Южной Америки — статьи Петерсена [219, 220], Кларка и др. [55] и Холлистера [127]. Геологическое положение порфировых систем Тасманского пояса было описано Хортоном [130], а региональное размещение месторождений на Филиппинах обрисовано Брайнером [37]. Региональное положение месторождений юго-западной части Тихого океана охарактеризовали Томпсон и Фишер [264], Титли [265] и Титли и Хейдрик [271]. Эти, а также другие исследования составляют хорошую основу для последующей дискуссии.

Тектонический характер и история медно-порфировых провинций, размещающихся по периферии Тихого океана. Начиная с раннего мезозоя континентальные окраины, ограничивающие восточную часть Тихоокеанского бассейна, были неоднократно деформированы под влиянием тектонических сил, действовавших с различными скоростями и в различных направлениях. В ходе нескольких этапов разноплановых деформаций либо преобразовывались ранее существовавшие очертания краев континента, либо происходила аккреция этих краев за счет добавления новых порций пород. Особенно сильно подверглись такому воздействию краевые зоны Южной Америки, большей части северо-запада Канады, а также западной части США. Начиная с ларамийского времени тектонической деформации подверглись Центральная Америка, Аляска и Филиппины, а в середине третичного периода

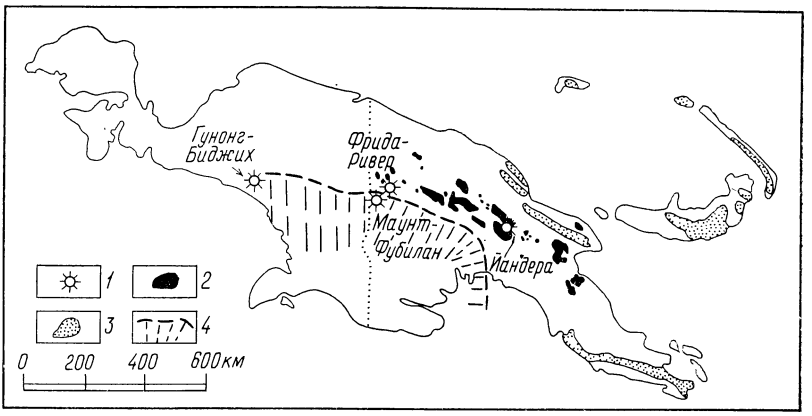


Рис. 3. Карта Новой Гвинеи и прилегающих островов, показывающая размещение медно-порфировых месторождений центральной возвышенности, которые пространственно тяготеют к несколько более древним миоценовым батолитам «Мобильного пояса». Мобильный пояс развился между Австралийским континентальным блоком на юге и палеогеновой толщей, подстилаемой вулканическими породами на острове Новая Гвинея и на Ново-Британской дуге. Месторождения Маунт-Фубилан и Гунонг-Биджих (Эртсберг), имеющие возраст 1—4 млн. лет, располагаются над более древним основанием континентального блока. *1* — медно-порфировые месторождения; *2* — миоценовые (около 16 млн. лет) батолиты и более мелкие интрузии; *3* — палеогеновые вулканические породы и интрузии; *4* — Австралийский континентальный блок. Использованы данные Дау и др. [73], Бейна [11], Пейджа [212] и Титли и Хейдрика [271].

в процесс всеобщей деформации тихоокеанского обрамления были вовлечены острова в юго-западной части океана.

Лишь за малым исключением, характер геологического строения рассматриваемых регионов, а также позиция их медно-порфировых месторождений во времени и пространстве оказываются очень сходными. В общем установлено, что месторождения восточной части Тихоокеанского обрамления располагаются между линией мезозойских батолитов и краем докембрийского — нижнепалеозойского кратона или на краю расколотого кратона и прибрежной части поднятого более древнего фундамента. Район, в котором происходило внедрение порфировых интрузий, представляет собой место развития протяженных линейных структур (складчатых или разрывных), контролировавших характер седиментации в течение мезозоя и, по-видимому, многократно активизировавшихся. Здесь накапливались также мезозойские и третичные вулканические толщи, мощность которых изменяется от умеренной до очень большой, измеряемой километрами. На Новой Гвинее, где месторождения имеют среднетретичный или более молодой возраст, границы между зоной батолитов, кратоном и линейным структурным поясом нечеткие, однако они становятся более заметными, когда несколько последовательных стадий орогенеза и интрузивной деятельности накладываются одна на другую. Только на изолированных островах Тихого океана, например на острове Бугенвиль и островах Фиджи, где порфировые месторождения являются частью очень молодой вулканической системы и где отсутствует влияние краев континентов, рудопроявления имеют необычный характер. В такого рода менее зрелых участках они, по-видимому, связаны с вулканогенными системами, которые обусловили образование островов.

Новая Гвинея. Месторождения на острове Новая Гвинея размещаются в пределах мобильного пояса [264] центральной возвышенности между среднемиоценовыми батолитами (рис. 3). Полагают, что батолиты контролировались системой крупных разломов, которые располагаются севернее Австралийского континентального блока и, по-видимому, обрамляют край

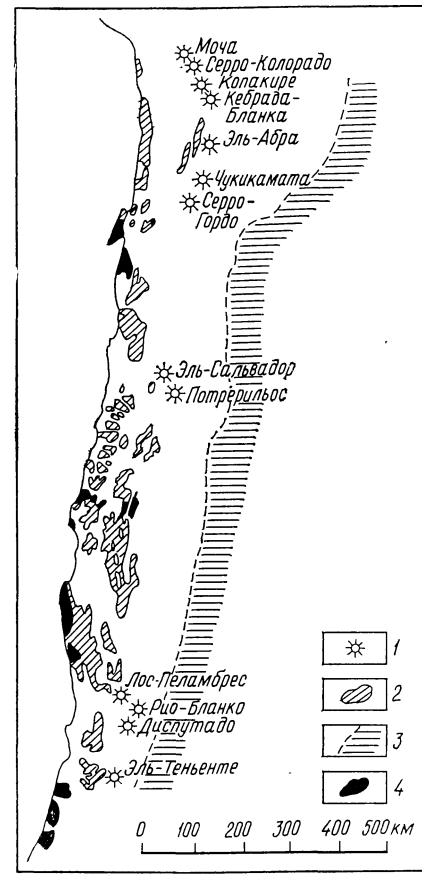


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Чилийских Анд и расположения медно-порфировых месторождений Чили. Предполагаемая западная граница распространения докембрийских и нижнепалеозойских (кратонных?) пород Аргентины проходит восточнее деформированного пояса, хотя докембрийские (?) породы встречаются в виде редких обнажений вдоль чилийского побережья. Медно-порфировые месторождения тесно примыкают к линии выходов мезозойских батолитов. *1* — медно-порфировые месторождения; *2* — Андский батолит (мезозой); *3* — западная (приблизительная) граница распространения докембрийских и нижнепалеозойских (кратонных?) пород; *4* — докембрийские и палеозойские породы побережья.

древнего кратона. Наиболее древние медно-порфировые месторождения региона имеют возраст ~12—13 млн. лет и залегают в центральной части пояса. По направлению к срединной части острова происходит омоложение и медно-порфировых месторождений, и интрузий; количество меди становится ограниченным. Разломы, по-видимому, контролировали размещение батолитов [73], а после изменения направления стрессовых усилий — и некоторых более молодых медно-порфировых систем [271].

Филиппины. Медно-порфировые месторождения на Филиппинах локализуются вдоль географической оси архипелага или вблизи нее в пределах зоны разломов, имеющих сдвиговый характер [36, 37]. Большинство месторождений находятся западнее Филиппинского разлома, где они располагаются в местах пересечений разломов или их разветвлений и образовались в связи с порфирами, которые внедрялись вблизи осей третичных антиклиналей. Чтобы судить о контролирующих факторах внедрения порфиров в процессе тектонической истории региона, нет достаточных данных, однако в других регионах Тихоокеанского обрамления отмечается контроль со стороны сдвиговых разломов и складок.

Южная Америка. Немногие порфировые системы Южной Америки можно непосредственно связать с выявленной тектонической обстановкой внедрения батолитов, как это сделано в Новой Гвинее. Большинство известных медно-порфировых месторождений размещаются с внутренней стороны крупных мезозойских батолитов в пределах сильно деформированных поясов, сложенных геосинклинальными осадочными и вулканическими породами.

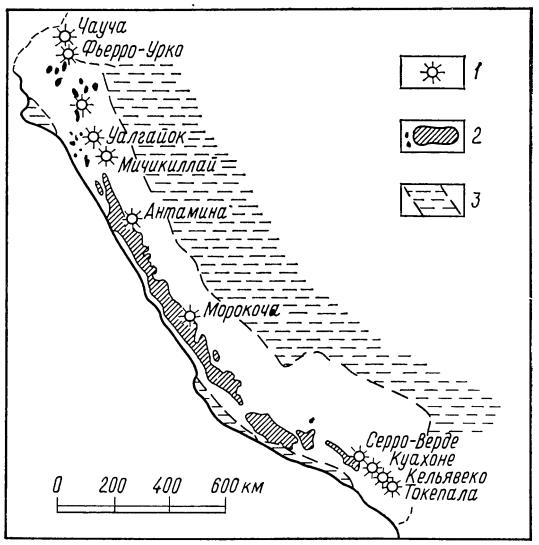


Рис. 5. Схематическая карта Перу, показывающая медно-порфировые месторождения и их расположение относительно Андского батолита и кратона. Месторождения северного Перу и южного Эквадора находятся на территории, характеризующейся небольшим распространением обнажений пород батолита. Возможно, что на побережье имеются докембрийские и нижнепалеозойские элементы кратона. *1* — медно-порфировые месторождения; *2* — Андский батолит; *3* — элементы кратона. (Геологические данные заимствованы у Питчера [222].)

Эти деформированные пояса располагаются между приподнятыми и обнаженными толщами пород Южно-Американского кратона на востоке (хотя изолированные выходы докембрийского и нижнепалеозойского фундамента отмечаются среди деформированных толщ) и батолитом на западе (рис. 4 и 5). Поскольку в деформированных поясах присутствуют рассредоточенные остатки древнего фундамента, то вряд ли здесь имела место сильная аккреция. Скорее всего, произошло воздымание, сопровождавшееся некоторым расширением и удлинением древнего основания, и развитие порфировых систем внутри верхней коры, интенсивно нарушенной сближенными разломами.

На основании изучения тектонической обстановки батолитов Перуанских Анд Питчер [222], Питчер и Басселл [223] и Коббинг [57] пришли к выводу, что они внедрились в пределах систем протяженных параллельных разломов, смещения по которым были в основном вертикальными. Свидетельства о крупных сдвиговых движениях отсутствуют, однако отдельные интрузии локализовались в связи со сдвиговыми нарушениями более низкого порядка [223]. Среди батолитов Перу имеются молодые интрузивные комплексы, и Питчер [222] пришел к выводу, что они контролировались ранее существовавшими системами трещиноватости. Такого типа контроль осуществлялся и в отношении более молодых и менее крупных порфировых плутонов к востоку от деформированного пояса.

На территории, окружающей батолиты и содержащей ряд порфировых систем, Холлистер [128] обнаружил правосторонние сдвиги. Несмотря на то что они им рассматриваются в качестве локализующих месторождения Чауча, Мичикиллай, Копакире и Чукикамата, автор отмечает, что доказательства «участия правостороннего разлома в развитии этих месторождений редко хорошо документируются».

Канадские Кордильеры. Порфировые месторождения Канадских Кордильер находятся в пределах региона, который имеет длительную историю тектонических движений сдвигового характера по многочисленным разломам и системам разломов [245, 128] и располагается между Береговым батолитом на западе и краем Северо-Американского кратона на востоке (рис. 6). Этот мобильный пояс развился в породах, подстилаемых верхнепалеозойскими триасовыми осадочными и вулканическими образованиями [61], и, возможно, лежит на океанической коре. Внутри деформированного пояса

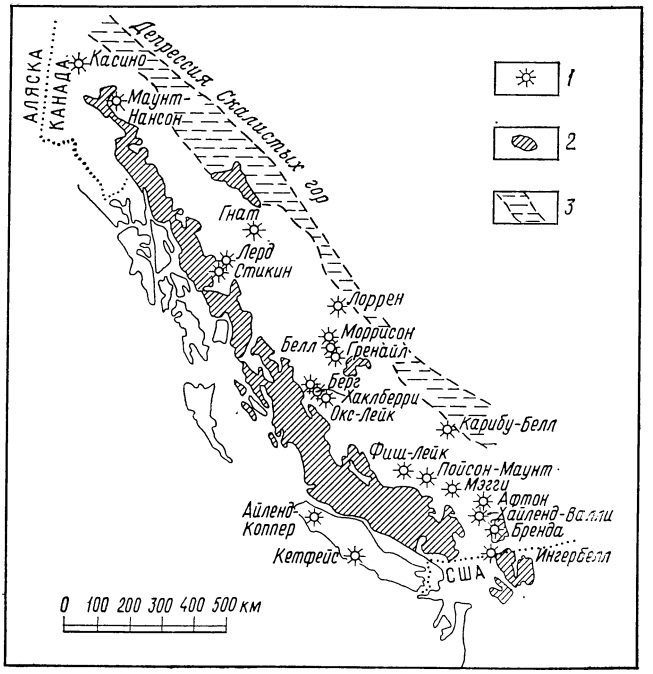


Рис. 6. Карта Канадских Кордильер, показывающая распределение медно-порфировых месторождений внутри деформированного пояса, который на юго-западе ограничен батолитом Берегового хребта, а на северо-востоке — Северо-Американским кратоном. По данным Нея и Холлистера [197]. *1* — медно-порфировые месторождения; *2* — Береговой батолит и другие крупные плутоны; *3* — протерозойские — миссисипские отложения (кратонные, платформенные и шельфовые).

мелкие плутоны, концентрирующие медные месторождения, сформировались во время сдвиговых тектонических движений, а не в периоды сжатия в северо-восточном направлении, однако сами месторождения не располагаются в сдвиговых разломах [128]. В данном регионе многие месторождения, по-видимому, приурочены к пересечению разломов [244]; детальное описание структурной локализации месторождений Хайленд-Валли было сделано Холлистером и др. [129].

Юго-западная часть США и прилегающая территория Мексики. Геологические соотношения, которые создались в этом регионе в течение длительного периода развития растяжения, вулканизма и горообразования в средне- и позднетретичное время, затрудняют расшифровку ларамийского тектонизма. Тем не менее данный регион — одна из самых продуктивных медно-порфировых провинций мира — обладает многими характерными чертами, выявленными в других менее сложных регионах, описанных выше. Медно-порфировые месторождения располагаются с внутренней стороны мезозойских батолитов западного побережья и на северо-востоке граничат с породами поднятого докембрийского фундамента (рис. 7). Однако в отличие от месторождений Канадских Кордильер эти медно-порфировые месторождения размещаются на Северо-Американском кратоне примерно в 500 км восточнее современного западного побережья. В ларамийское время провинция, возможно, находилась приблизительно в 300 км от береговой линии.

Структуры, которые могли локализовать медно-порфировые месторождения, остаются предметом умозрительных толкований. Майо [180] полагает, что месторождения и рудные районы приурочены к пересечению крупных

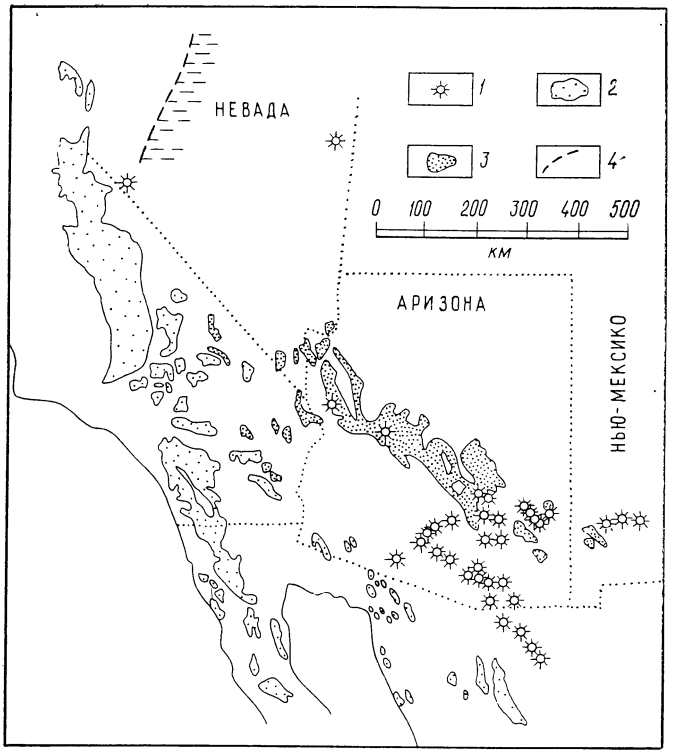


Рис. 7. Геологическая карта юго-западной части Северной Америки, показывающая соотношение юрских и ларамийских медно-порфировых провинций Аризоны, Нью-Мексико и Мексики с прибрежным батолитом и мезозойскими малыми интрузиями на юго-западе и поднятым докембрийским фундаментом, граничащим с плато Колорадо, на северо-востоке. *1* — медно-порфировые месторождения; *2* — мезозойские батолиты и малые интрузии; *3* — докембрийские породы; *4* — граница кратона (Невада).

региональных структур, а Шмитт [241], рассматривая вопрос в более крупном масштабе, предположил, что обсуждаемая провинция располагается на пересечении меридионального орогена Джеро — Уосатч и широтного Техасского линеамента. В пределах этого сложного в структурном отношении региона имеются надежные доказательства существования разломов северо-западного простирания мезозойского, доларамийского возраста [266]. Хотя есть свидетельство о левосторонних сдвиговых перемещениях по данной региональной системе разломов, о времени этих движений известно мало. Девис [69] предположил, что ларамидам юго-восточной Аризоны свойственны складки северо-западного простирания, которые развивались под действием сжимающих усилий, имевших направление СВ — ЮЗ, в результате чего возникли крупные надвиги вдоль ранее существовавших ослабленных зон северо-западного простирания. Джонс [140] рассматривал воздымания в качестве доминирующих движений в ходе ларамийского орогенеза; другие исследователи [225, 62, 75] предложили концепцию пологих надвигов, вызванных сжатием. Несмотря на различия в интерпретации, северо-восточное направление сжатия было признано практически всеми исследователями, а синхронность сдвигообразования с внедрением порфиров в этом районе не доказана.

Фундамент и вмещающие породы. Интрузии, с которыми связаны медно-порфировые месторождения, на разных горизонтах находятся в контакте с боковыми породами различного состава и возраста, в том числе с докемб-

рийскими метаморфическими и интрузивными породами, карбонатными и преимущественно кластическими толщами палеозойских кратонов и мезозойских геосинклиналей и вулканическими породами плейстоценового возраста. Состав вмещающих пород в существенной степени контролирует эффективность гидротермальных процессов и, возможно, влияет на потоки гидротермальных флюидов. Природа глубоких частей коры, через которые проникала порфировая магма, меняется от района к району.

Хотя в пределах рудной площади западной части Южной Америки древний фундамент в общем слабо изучен, в южном Перу выявлены породы явно докембрийского возраста, залегающие ниже фанерозойских толщ [258]. Гнейсовые породы, которые слагают Береговые Кордильеры, возможно, также являются докембрийскими, и Холлистер [128] предположил, что докембрийские породы могут присутствовать в районах развития порфировых систем как в северном, так и в южном Перу. Однако отсутствие точных данных о возрасте не позволяет говорить с определенностью о распространенности докембрийских пород в Южной Америке. Наиболее широким признанием в качестве пород фундамента пользуются метаморфизованные и смятые в складки кластические отложения нижнего палеозоя [219, 220, 128].

Многие месторождения юго-восточной Аризоны и прилегающих районов вскрыты эрозией до уровня, на котором они контактируют со среднепротерозойскими (~1650 млн. лет) метаморфическими породами и более молодыми докембрийскими (~1450 млн. лет) гранитами. Среди метаморфических пород доминируют кварц-серицитовые сланцы; менее обычны вулканические боковые породы. В центральной и северо-западной Аризоне порфировые системы эродированы до горизонтов, на которых в контакте с порфирами находятся преимущественно вулканические толщи докембрия. Этот фундамент среднепротерозойского возраста (~1800 млн. лет) во многих отношениях сходен с древними зеленокаменными толщами щитов [6].

Наличие докембрийских отложений в качестве основания или толщ, вмещающих месторождения в Южной Америке и юго-западной части Северной Америки, сильно отличает эти регионы от других медно-порфировых провинций Тихоокеанского обрамления, где породы этого возраста редки или совсем отсутствуют. Кеслер и др. [147] предполагают, что в Панаме фундаментом является океаническая кора, которая непосредственно перекрывается меловыми и более молодыми толщами. Отложения Канадских Кордильер, а также континентальных окраин Аляски и Каскадных гор имеют определенное сходство с докембрийскими образованиями Северной Америки, но, по-видимому, залегают к западу от кратона. В Канаде протерозойские слои, являющиеся эквивалентом надгруппы Перселл, залегают в пределах депрессии Скалистых гор восточнее Кордильер (см. рис. 6), но в самих Кордильерах они не известны. В Кордильерах вмещающими породами для порфировых штоков и батолитов часто являются вулканические отложения триасового возраста, залегающие на фундаменте неизвестного состава.

На Филиппинах месторождения залегают выше метаморфизованных пород предположительно палеозойского возраста [36, 37] и находятся в в контакте с мезозойскими и кайнозойскими осадочными и вулканическими породами миогеосинклинального типа. В юго-западной части Тихого океана рудные залежи Новой Гвинеи располагаются на северном краю Австралийской плиты над фундаментом, который, как полагают, не древнее палеозоя [138] и, вероятнее всего, имеет мезозойский возраст. Рудные залежи и перспективные участки Новой Британии, Соломоновых островов и островов Фиджи расположены среди палеогеновых отложений или над ними и, по-видимому, подстилаются океанической корой.

Центры интрузивной деятельности и интрузии

Медно-порфировые месторождения являются минерализованными гидротермальными системами, связанными с интрузиями. На пространственную и временную связь минерализации с интрузиями указывает главным образом распространение зон изменения и минерализации, которые располагаются симметрично или асимметрично у порфировых интрузий или их контактов. Чаще всего месторождения связаны с небольшими (диаметром 1—3 км) плутонами порфировых пород. На генетическую связь указывает также совпадение возраста интрузий и гидротермальных минералов, определенного K-Ar-методом. Однако все еще мало известно о процессах, ведущих к образованию различных магматических серий и ассоциирующихся с ними измененных боковых пород и минеральных месторождений.

Интрузивные центры, с которыми связаны медно-порфировые месторождения, во многом различны, и не существует какого-либо характерного типа пород или типичной конфигурации этих центров. Различия заключаются в составе, текстуре, количестве интрузий, внутренней геометрии или тренде дифференциации. Хотя плутоны располагаются среди самых разных коровых пород, мы не имеем свидетельств того, что на состав магм оказывают большое воздействие вмещающие породы; однако гидротермальные процессы, сопровождающие остывание плутонов, могут испытывать влияние состава пород, располагающихся в непосредственной близости.

Центры интрузивной деятельности. Интрузивные центры, концентрирующие медную минерализацию, по своим размерам варьируют от небольших (1 км и менее в диаметре) плутонов однородного состава до крупных (диаметром $\sim$5 км) комплексов, включающих большое количество разнообразных типов интрузивных пород. Некоторые медно-порфировые системы на разведанных горизонтах не представляют собой единую интрузию. Подобные месторождения, такие, как Саффорд и Ред-Маунтин (Аризона), размещаются среди вулканических пород, пересеченных роями даек; в этих случаях можно только предполагать наличие порфирового плутона на глубине. Рассмотрим несколько представительных примеров.

Многочисленные изолированные мелкие ($<$1 км в диаметре) плутоны однородного состава и текстуры на медно-порфировых месторождениях района Бабин-Лейк в северной части центральной Британской Колумбии [44] образуют центры. На месторождениях Белл [45] и Гренайл [83] имеются штоки биотит-полевошпатовых порфиров, концентрирующие медную минерализацию в кластических осадочных и вулканических боковых породах. Подобные мелкие плутоны сходного состава, с которыми ассоциируется минерализация медно-порфирового типа, наблюдаются в других районах Тихоокеанского обрамления, например на Филиппинах и на островных дугах юго-западной части Тихого океана. Имеется тенденция к развитию большего числа интрузий разнообразного состава и (или) текстуры в центрах интрузивной деятельности больших размеров; однако медь обычно концентрируется вокруг одиночных, небольших и относительно молодых интрузий внутри этих комплексов.

Бо́льшим распространением пользуются медно-порфировые системы, связанные с крупными и петрологически более сложными сериями интрузивных пород. Такие комплексы располагаются во многих местах Тихоокеанского обрамления; по размерам они сильно варьируют: к ним относятся такие крупные батолиты, как Гишон в Британской Колумбии ($\sim$100 кв. км) и батолит Бисмарка на Новой Гвинее ($\sim$3500 кв. км), и штоковые комплексы юго-восточной части США и Анд площадью 10—50 кв. км. Внутри этих комплексов порфировые интрузии, которые концентрируют медную минера-

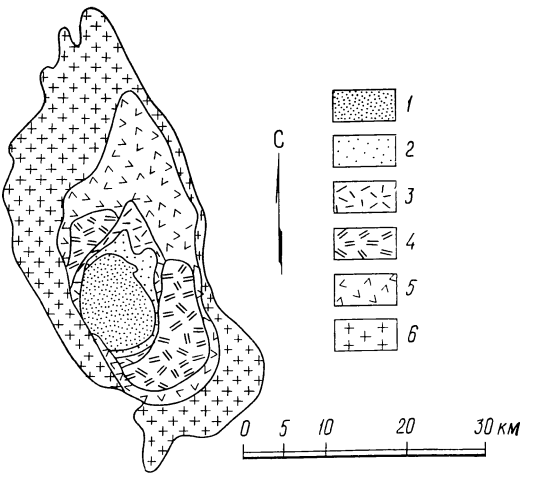


Рис. 8. Распределение фаз и разностей пород в батолите Гишон-Крик (Британская Колумбия), существовавшее до смещения по разломам. *1* — бетсайдская фаза; *2* — скинская разность; *3* — бетлехемская фаза; *4* — чатауэйская разность; *5* — гишонская разность; *6* — гибридная фаза. (По данным Мак-Миллана [182].)

лизацию, редко превышают по площади 4 кв. км. Некоторые интрузивные комплексы имеют зональное строение, отдельные фазы различаются по составу и текстуре; например, бóльшую часть батолита Гишон в Британской Колумбии образуют шесть самостоятельных фаз или разновидностей магматических пород [204]. Мак-Миллан [182] показал, что до смещения по разломам каждая последующая фаза батолита обладает более ограниченным развитием и располагается ближе к центру по сравнению с предшествующей (рис. 8). Внешняя часть батолита сложена самой древней гибридной породой, по составу варьирующей от диорита до кварцевого диорита; гранодиорит и кварцевый монцонит являются более молодыми образованиями, и они располагаются ближе к центру. Месторождения, связанные с батолитом, ассоциируются главным образом с бетлехемской фазой, породы которой пересекаются многочисленными еще более молодыми порфировыми дайками. Прочие месторождения на этой площади размещаются в породах скинской и бетсайдской фаз и находятся в центре батолита или вблизи него.

В Ахо (Аризона) Уодсуорт [276] выделил пять отчетливых фаз плутона Корнилия, который он и Гиллули [95] рассматривали как пример магматического тела, эродированного до относительно более глубоких горизонтов. Внешняя кварц-диоритовая фаза имеет четкий контакт с более молодой гранодиоритовой фазой, а гранодиорит по резкому контакту соприкасается с кварц-монцонитовой фазой. Ближе к центру располагается широкая гибридная зона, которая постепенно переходит в кварц-монцонитовый порфир. Магматический процесс, по-видимому, завершился внедрением тела порфировых кварцевых микромонцонитов, форма которого повторяет форму рудной зоны в сброшенном более высоком блоке рудного тела Нью-Корнилия (рис. 9).

Третьим примером служит рудное тело Пангуна на острове Бугенвиль. Здесь последовательное внедрение кварцевого диорита, затем биотитового гранодиорита и, наконец, лейкократового кварцевого диорита, видимо, происходило по краям интрузивных масс; при этом каждая из более молодых фаз интрудировала с внешней стороны предыдущей фазы, но всегда на контакте с ней (рис. 10). Рудное тело располагается концентрично относительно двух более молодых интрузий [19, 89, 12]. В отличие от Ахо и батолита Гишон, где интрузии играют роль рудовмещающей породы, интрузивный комплекс Пангуна контактирует со слоистыми вулканическими породами, заключающими существенную часть медной минерализации. Эль-Сальвадор [105] представляет другую разновидность интрузивного комплекса с обратной общей направленностью изменения состава; отношение калия к натрию выше

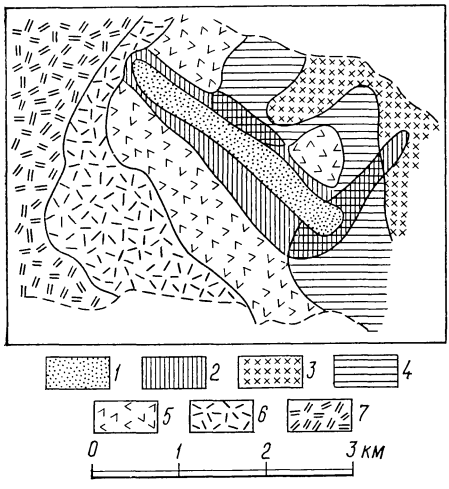


Рис. 9. Распределение магматических фаз в плутоне Корнилия на месторождении Ахо (Аризона). На карте показан предполагаемый более глубокий срез плутона, обнаженного в результате движения по сбросу, который сместил более высокозалегающие породы, содержащие рудное тело. В пределах рудного тела Нью-Корнилия разнообразные интрузии, вмещающие медное оруденение, располагаются концентрично относительно порфирового микрокварцевого монцонита. *1* — порфировый микрокварцевый монцонит; *2* — контактовая зона; *3* — кварцевый монцонит-порфир; *4* — контактовая зона; *5* — кварцевый монцонит; *6* — гранодиорит; *7* — кварцевый диорит. (По Уодсуорту [276] с изменениями.)

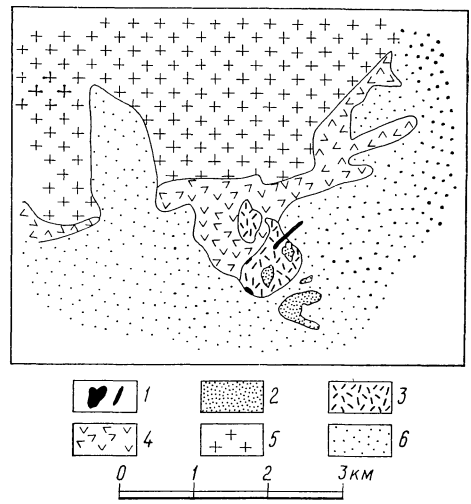


Рис. 10. Соотношение интрузий и вулканических пород в субвулканической обстановке на острове Бугенвиль (Папуа — Новая Гвинея). Хотя рудное тело располагается концентрично относительно лейкократового кварцевого диорита и биотитового гранодиорита, основной рудовмещающей породой является андезит Пангуна. *1* — массивы различных полевошпатовых порфиров; *2* — лейкократовый кварцевый диорит; *3* — биотитовый гранодиорит; *4* — биотитовый диорит; *5* — кварцевый диорит Каверонг; *6* — андезит Пангуна. Соотношения до- и внутрирудных интрузивных пород показаны по данным Баумера и Фрейзера [19].

в более ранних фазах. После периода риолитового и андезитового вулканизма сначала произошло внедрение богатых кварцем риолитов и кварцевых порфиров, а затем секущих их более молодых масс гранодиоритового порфира. По геометрической форме и составу этот интрузивный комплекс, диаметр которого около 2 км, сходен с комплексом Пангуна.

Магматические процессы, которые приводили к образованию тел различного состава внутри комплекса, слабо изучены. На месторождении Ахо последовательные интрузивные фазы рассматриваются как результат дифференциации известково-щелочной магмы, давшей отчетливо различающиеся типы пород; в комплексе Эль-Сальвадор выявлены две самостоятельные фазы внедрения. Таким же образом на Гуадалканале [51, 52] медно-порфировая минерализация ассоциируется с двумя, по-видимому, самостоятельными интрузивными телами. Более древний комплекс, включающий габбро, диорит и гранодиорит, позже интрудирован магмой, обусловившей образование зонального плутона, в котором выделено восемь основных типов магматических пород, застывание которых заняло очень короткий период времени (около 2 млн. лет). Чивас предположил, что, поскольку приконтактовые явления незначительны, эти восемь типов пород комагматичны и остывали как единое целое.

На основании данных по соотношению, геометрии и составу интрузий и интрузивных комплексов, с которыми связаны медно-порфировые месторождения, можно сделать некоторые обобщающие выводы.

1. Крупные (> 100 млн. т) медные месторождения обычно связаны с относительно большими интрузиями или интрузивными комплексами, хотя интрузивное тело внутри этого комплекса, генетически связанное с минерализацией, может быть небольшим (примерно 1—2 км в диаметре). Мелкие плутоны (<1 км в диаметре) создают относительно меньшие концентрации меди.

2. В некоторых комплексах интрузии представляют собой единые магматические тела, в других предполагается внедрение одной или двух порций магмы.

3. Многие интрузивные комплексы характеризуются зональным расположением разных типов магматических пород — от диорита до кварцевого монцонита или более кислых пород, таких, как аплит, при этом меняется структура — от фанеритовой до полнокристаллической порфировой. Медные месторождения обычно ассоциируются с самыми молодыми и наиболее кислыми порфирами [65].

Петрология. Хотя немногие серии интрузивных пород медно-порфировых месторождений изучены детально, все же имеются публикации с описанием состава отдельных образцов магматических пород. Сильный импульс подобные исследования получили в течение последнего десятилетия в связи с возросшим интересом к глобальной тектонике, тектонической истории коры и соотношениям различных типов магматических пород в ходе этой истории. Следующим толчком послужила необходимость получить ответы на чисто экономические вопросы о природе и соотношениях «продуктивных» и «непродуктивных» порфиров в определенных медных провинциях. Важная проблема определения первичного состава пород в магматических сериях, с которыми связаны медно-порфировые месторождения, возникла в связи с широким распространением измененных магматических пород, характеризующихся развитием вторичных (гидротермальных) биотита и хлорита, которые теперь установлены во многих центрах минерализации. Такие трудноуловимые изменения описаны на месторождениях Бабин-Лейк в Британской Колумбии [44], Эль-Сальвадор [105], Саффорд [235], Бьютт [233] и Йандера [278, 273]. Весьма возможно, что этот тип изменения имеет место и на многих других месторождениях. Изменения содержания калия и натрия, а также железа и магния, происходящие при этом, необходимо учитывать при интерпретации результатов химических анализов пород.

Второй фактор, мешающий изучению этих пород,— супергенные изменения. Так как большие объемы пород в пределах развития гипогенной минерализации превращены в глины, кремнезем и окислы, они не могут служить материалом для опробования. Таким образом, остаются не полностью опробованными многие из крупных порфировых систем юго-запада США и Анд, где поверхностное изменение широко распространено и супергенные процессы экстенсивны и глубоки, и это положение, возможно, сохранится еще долгое время. Даже там, где проводится систематическое опробование (например, на месторождениях Бингем, Рей), перед исследователями встала проблема отбора материала из отдаленных частей систем. Лучше всего изучены комплексы магматических пород западной части Тихого океана, где супергенные изменения проявлены незначительно из-за быстрого поднятия и эрозии. Тем не менее, как будет показано дальше, сравнение данных, полученных в одном районе, с данными по какому-либо другому объекту показывает, что полученная информация может иметь во многих отношениях лишь местное значение. Широкое использование этих данных при изучении других медно-порфировых месторождений в общем, по крайней мере в настоящее время, носит в лучшем случае экспериментальный характер.

Имея в виду вышеперечисленные ограничения, мы выбрали анализы неизмененных или лишь слабо измененных пород. Данные относятся глав-

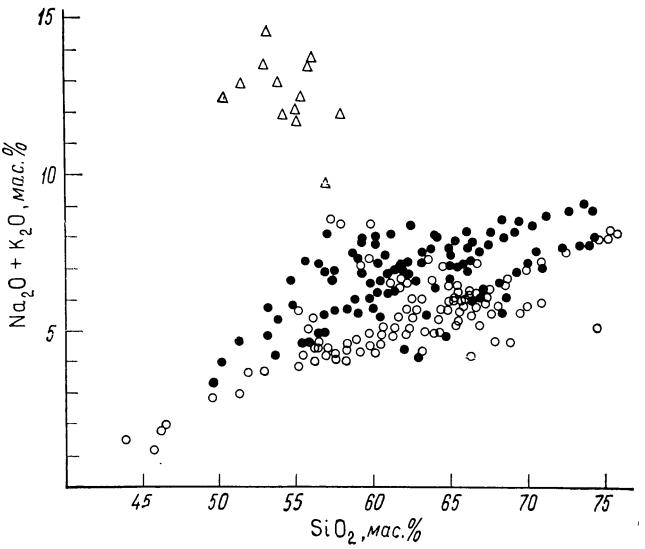


Рис. 11. Вариационная диаграмма щелочи — кремнезем интрузивных пород юго-западной части Тихого океана, Карибского региона, западной Канады и США, с которыми связано медно-порфировое оруденение. Светлые кружки — островодужные серии, черные кружки — кратонные и «переходные» серии на краях континентов, светлые треугольники — щелочная серия Гейлор-Крик (Канада). Использованы следующие литературные источники: по юго-западной части Тихого океана [50, 174, 178, 124, 268, Koski and Cook, в печати и 278], Карибскому региону [146 и 147], США [7, 15, 18, 74, 141, 155, 192, 218, 226 и 256].

ным образом к Антильским и западнотихоокеанским островным дугам и к Северной Америке. Информация с континентальных и островодужных месторождений разделена и сопоставляется на вариационных диаграммах. На вариационной диаграмме щелочи — кремнезем (рис. 11) сопоставляются анализы интрузивных пород из десяти месторождений юго-западной части США, трех регионов западной Канады, восьми месторождений западнотихоокеанских островных дуг и четырех месторождений Новогвинейской возвышенности, а также из восьми месторождений Карибского региона. Обосабливаются три группы, хотя имеется и некоторое их перекрытие. За исключением щелочных пород из Гейлор-Крика (Канада), интрузивные породы из месторождений западной части Северной Америки и островных дуг имеют известково-щелочную природу. Щелочным составом характеризуются также магматические породы из месторождений Коппер-Маунтин и Ингербелл, Афтон, Карибу-Белл и Лоррен [16].

Далее проанализированные породы сопоставляются на тройной диаграмме щелочи — известь, которая выявляет дополнительные различия между ними (рис. 12). Явно выделяются три группы: породы с островных дуг обладают в общем более низкими отношениями K_2O/Na_2O, чем породы из месторождений на Северо-Американском кратоне и породы щелочной серии, имеющие тенденцию к явному обогащению K_2O. Макнаб [171] выделил две серии известково-щелочных пород, слагающих батолиты в восточной части острова Новая Британия. Одна серия характеризуется более высоким содержанием K_2O, чем другая, и обе они четко обособлены как пространственно, так и по составу. Такие же различия были установлены Хайном и Мейсоном [124] и Мейсоном и Мак-Доналдом [178] в других районах западной части Тихого океана. Однако немногие из описанных пород с высоким содержанием K, включенных без указания номеров в диаграмму на рис. 12, имеют отношения K_2O/Na_2O, которые позволили бы относить их по составу к

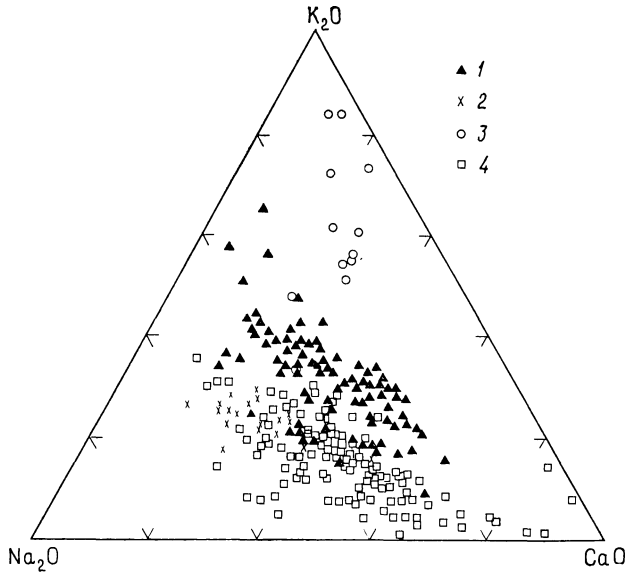


Рис. 12. Тройная диаграмма щелочи — известь состава пород из интрузий, с которыми связаны медно-порфировые месторождения. Источники данных те же, что и для рис. 11. *1* — северо-западная часть США и Канадские Кордильеры; *2* — батолиты Гишон и Бренда; *3* — Гейлор-Крик; *4* — тихоокеанские и Антильские островные дуги.

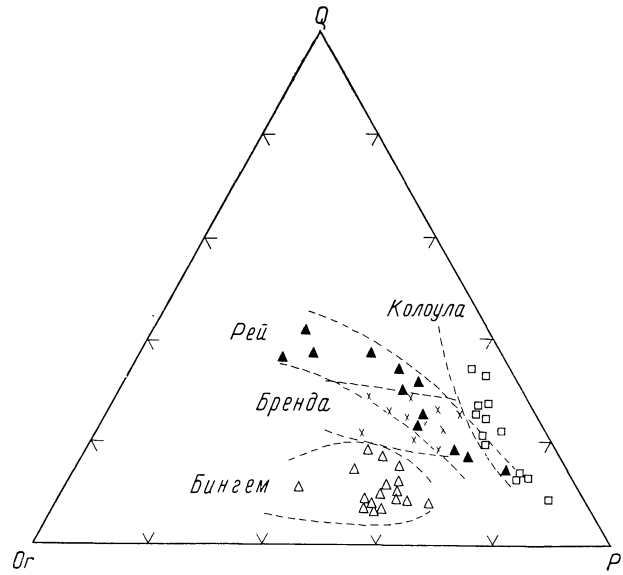


Рис. 13. Тройная диаграмма кварц — ортоклаз — плагиоклаз (ab + an) нормативных составов четырех серий интрузивных пород, с которыми связано медно-порфировое оруденение. Месторождения принадлежат к островодужному (Колоула), внутрикратонному (Бингем и Рей) и переходному между континентом и дном океана (Бренда) типам. Использованы данные из работ различных авторов [51, 15, 192, 156]. На этой диаграмме названия пород не приводятся; проблема номенклатуры кратко рассматривалась Криси [66], Мейсоном [176] и Кеслером [144].

группе, охватывающей большое число пород из западной и юго-западной частей Северной Америки.

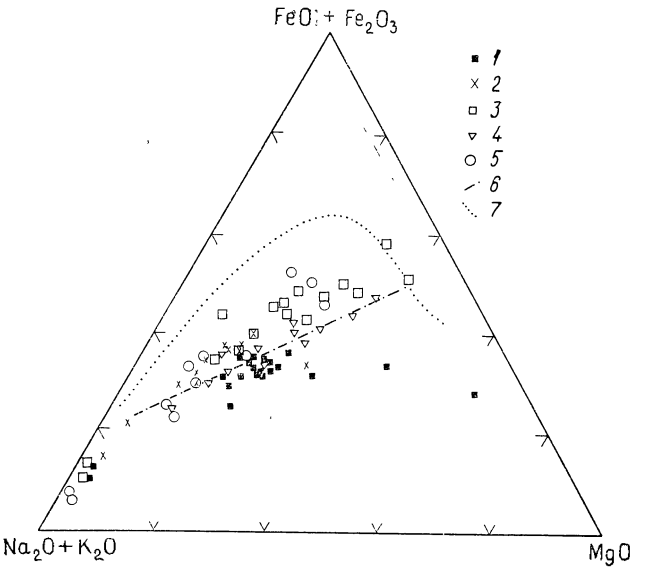


Рис. 14. AFM-диаграмма серий пород из Бингема, батолита Гишон-Крик, Колоулы, Йандеры и Рея; для сравнения показаны известково-щелочной тренд и толеитовый тренд Тингмулп. *1* — Бингем (21); *2* — Гишон (11); *3* — Колоула (16); *4* — Йандера; *5* — Рей; *6* — тренд Каскейд; *7* — тренд Тингмули, Исландия (в скобках указано число образцов).

На рис. 13 изображены нормативные составы пород из островных дуг, западной Канады и юго-западной части США, помещенные на диаграмму кварц — ортоклаз — плагиоклаз. На диаграмме выявляются четыре различных тренда эволюции (терминология заимствована у соответствующих авторов). На Гуадалканале (Колоула) тренд направлен от диорита и габбро к тоналиту, на месторождении Рей — от кварцевого диорита к кварцевому монциониту и аплиту, на месторождении Бренда — от диорита к гранодиориту и на месторождении Бингем — от монцонита к кварцевому монциониту. За исключением месторождения Колоула, промышленный потенциал которого еще не установлен, все остальные объекты разрабатываются. Если соотношения щелочей и кремнезема и вариации по содержанию кальция и щелочей в этих породах рассматривать совместно с трендами изменения содержания нормативных кварца, ортоклаза и плагиоклаза, то выясняется, что в целом интрузии медно-порфировых месторождений Тихоокеанского обрамления не принадлежат к специфическому типу пород или их серии. На AFM-диаграмме (рис. 14) сравниваются серии пород из различных мест (Бингем и Рей, США; батолит Гишон, Канада; Колоула, Соломоновы острова, и Йандера, Новогвинейская возвышенность). При этом некоторые небольшие отклонения от общей картины могут быть обусловлены вариациями методов аналитического определения железа в конкретных сериях. Размещение точек показывает, что определение специфических трендов для большинства серий может иметь лишь спекулятивный характер, однако с наибольшим приближением можно говорить об известково-щелочном тренде.

Бесплодные и продуктивные плутоны. В пределах каждой медно-порфировой провинции имеются бесплодные интрузии, по возрасту и составу сходные с интрузиями, обусловившими возникновение центров минерализации. Попытки распознать, является ли плутон продуктивным или нет, обычно оказывались неудачными. Конечно, бесплодные плутоны не содержат медь или другую минерализацию в количествах или концентрациях, обеспечиваю-

щих в настоящее время промышленную эксплуатацию. Хотя имеется много плутонов, которые можно идентифицировать именно на этом основании, все же между этими двумя типами интрузий устанавливаются некоторые петрологические различия. Рассмотрим, например, состав ферромагнезиальных минералов. Пироксен в порфирах, с которыми ассоциируется медная минерализация, редок или совсем отсутствует, зато роговая обманка и особенно биотит достаточно обильны. Исследования ферромагнезиальных минералов из западной части Тихого океана, главным образом из западных районов Новогвинейской возвышенности, привели Мейсона [175] к заключению, что составы этих минералов в продуктивных и бесплодных интрузиях различны и что некоторые из этих различий можно объяснить вариациями f_{O_2} соответствующих магм. Поведение летучих компонентов в процессе эволюции расплавов нельзя полностью оценить на основе лабораторных данных. Фактором, имеющим большое значение при распознавании продуктивных и бесплодных интрузий, является степень трещиноватости. Минерализованные плутоны всегда трещиноваты, при этом трещины имеют всевозможные размеры и содержат продукты изменения и сульфидные минералы. Природа и механизм трещинообразования в медно-порфировых системах явились объектом недавних детальных исследований. Напп и Нортон [151] пришли к заключению, что магматическое давление в течение ранних стадий остывания, которое сменилось термонапряжением, является важным механизмом развития трещиноватости внутри интрузивных тел. Бернем [41] и Уитни [281, 282] проследили изменение содержания летучих компонентов во время остывания и предположили, что трещины обязаны своим возникновением кристаллизации насыщенных водой расплавов, которая создавала высокие давления, вызывающие расколы плутона. При рассмотрении ряда процессов в комплексе большинство авторов именно в составе порфирового расплава видят источник термомеханической энергии, приводящей к возникновению штокверков. Таким образом, проблема различия продуктивных и бесплодных интрузий может быть разрешена путем изучения трещиноватости.

Происхождение магм. Сравнение химических и минералогических характеристик порфировых интрузий и связанных с ними пород из многих регионов Тихоокеанского обрамления показывает, что медно-порфировые интрузии не относятся к каким-то определенным уникальным дифференцированным сериям. Хотя большинство серий, видимо, являются известково-щелочными (например, некоторые из тех, что показаны на AFM-диаграмме, см. рис. 14), другие включают и известковые, и щелочные породы. Источники серий порфировых пород могли быть довольно разнообразными и включать толеиты и базальты. Происхождение известково-щелочных расплавов стало объектом оживленной дискуссии. При обсуждении генезиса медно-порфирового оруденения Кеслер и др. [146], Хайн и Мейсон [124] и Мейсон и Мак-Доналд [178] рассмотрели также вопрос об источнике магм, породивших медно-порфировые плутоны в обстановке островных дуг.

Важным аспектом изучения состава и источника расплавов является определение первичного изотопного состава стронция — первоначальные (неконтаминированные) источники имеют низкие значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, а сложные источники (например, испытавшие контаминацию в земной коре, длительное время развивавшиеся) характеризуются высокими значениями. Кеслер и др. [146] показали, что начальные стронциевые отношения в породах плутонов из районов с молодой корой, таких, как островные дуги, значительно отличаются от отношений в медно-порфировых плутонах из континентальных областей. Эти данные, обобщенные Криси [66] и дополненные данными для Новой Гвинеи [212], показаны на рис. 15, где различные типы пород из медно-порфировых месторождений размещены в порядке возрастания в них начальных стронциевых отношений. Шкала отношений изотопов

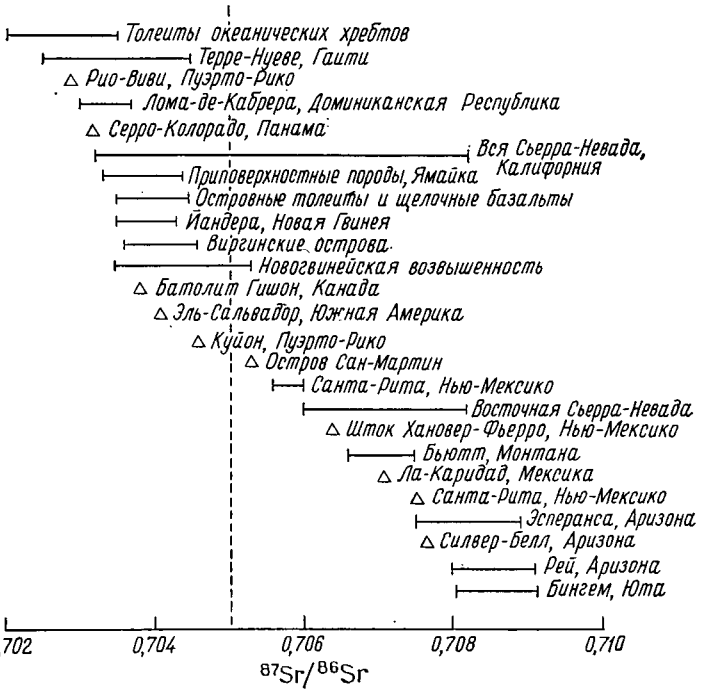


Рис. 15. Начальные стронциевые отношения в интрузиях медно-порфировых месторождений, в батолитах, различных толеитах и базальтах. Пунктирная граница, проходящая через значение 0,705, как полагают Кеслер и др. [146], примерно соответствует линии раздела между островодужными интрузиями и интрузиями, развившимися в континентальной обстановке. (По данным Кеслера и др. [146], Криси [65] и Пейджа [212]; см. также работу Армстронга [8].)

стронция разделена на две части в точке, соответствующей значению 0,705; Кеслер и др. [146] полагают, что эта точка служит границей плутонов и других магматических пород островных дуг (низкие значения), с одной стороны, и подобных образований из районов континентального характера (высокие значения) — с другой. На рисунке видно, что к медно-порфировым системам с высокими значениями отношения относятся объекты из западной части США и Мексики; все они старше 40 млн. лет и имеют в основном ларамийский возраст. Месторождения и интрузии с отношениями менее 0,705 главным образом располагаются в районах островных дуг, и диапазон их возраста очень широк. Батолит Гишон в Британской Колумбии (который вмещает медно-порфировые месторождения Хайленд-Валли) находится за краем древнего кратона и характеризуется низкими отношениями. Это — магматическое тело, и находящиеся в нем месторождения имеют возраст более 180 млн. лет, что контрастирует с интрузиями и месторождениями Серро-Колорадо, Панама, возраст которых примерно 3,3 млн. лет. Однако начальные отношения изотопов стронция у обоих объектов сравнительно низкие.

Различие первичных отношений в зависимости от геологического местоположения видно также при сравнении данных для Новой Гвинеи с материалом для Аризоны и Мексики. Среднемиоценовые (возраст около 14 млн. лет) рудоносные порфировые интрузии, батолиты и вулканические породы Новой Гвинеи обладают почти идентичными стронциевыми отношениями, равными примерно 0,704 [212]. Эти цифры в табл. 2 сравниваются с данными по продуктивным и непродуктивным плутонам и одновозрастным с ними вулканическим породам из юго-западной части Северной Америки.

Таблица 2. **Начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в медно-порфировых интрузиях, непродуктивных интрузиях и в некоторых вулканических породах из областей с континентальными условиями (юго-западная часть Северной Америки) и из районов островных дуг (Новая Гвинея)**

	K-Ar-возраст [1]	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Литература
Новая Гвинея			
Минерализованный гранодиоритовый порфир (Йандера)	12	0,7038	[212]
Миоценовые интрузии (Новогвинейский мобильный пояс)	10—15	0,7041	[212]
Миоценовые вулканические породы (Новогвинейский мобильный пояс)	12—14	0,7036	[212]
Юго-западная часть Северной Америки			
«Продуктивные» плутоны			
Силвер-Белл (порфир)	67	0,7096	[179]
Эсперанса (порфир)	61	0,7089	[179]
Рей (порфир горы Гранит)	61	0,7082	[191]
Санта-Рита (гранодиорит-порфир)	59	0,7059	[191]
Медный бассейн	64	0,7060—0,7079	Деймон и Шафикллах [2]
Ла-Каридад (Мексика)	53	0,7070	Ливингстон (неопубликованные данные)
Неминерализованные плутоны			
Бингем (монцонит)	40	0,7080	[191]
Гранодиорит Хановер	53	0,7055	[191]
Вултур (Аризона)	68	0,7069	[230]
Гранодиорит Кокорак-Бьютт	68	0,7079	[25]
Гранодиорит Лезервуд	65	0,7083	Деймон (личное сообщение [2])
Гранодиорит Ти-Кап	64	0,7086	[32]
Вулканические породы			
Андезиты Шортс-Ранч	58	0,7109	Деймон и Шафикллах [2]
Вулканиты Роскруг	70	0,7056—0,7092	[25]
Вулканиты Деметри	67	0,7096	Деймон и Шафикллах [2]

[1] Значения возраста, определенные K-Ar-методом, взяты из различных источников, а в некоторых случаях приняты средние величины из многих определений. Источниками служили работы Титли [269], Банкса и др. [15], Ливингстона [165] и других цитируемых авторов.

[2] Неопубликованные данные, представленные Деймоном, Изотопная геохимическая лаборатория, университет штата Аризона (письменное сообщение, 1980).

Данные по порфировым плутонам и связанным с ними магматическим породам показывают, что различия в начальных отношениях, по-видимому, обусловлены разными тектоническими условиями. Хотя различия существуют и в пределах региона, намного более значительные различия устанавливаются между регионами или между двумя рассматриваемыми тектоническими обстановками. Далее, данные, относящиеся к этим двум несходным тектоническим обстановкам, свидетельствуют, что одновозрастные вулканические породы, безрудные плутоны и медно-порфировые штоки в общем имеют одинаковые величины отношений. Эти начальные стронциевые отношения до некоторой степени характеризуют магматические источники регионов; возможно, что три вида магматических пород из юго-западной части Север-

ной Америки имели одинаковые источники или, что магмы, образовавшие вулканические породы и различные типы плутонов, имели сходную историю возникновения расплавов и внедрения в приповерхностные части коры.

Медно-порфировые месторождения и магматические эпизоды

Радиологические определения возраста мезозойских и более молодых медно-порфировых месторождений обрамления Тихоокеанского бассейна, исключая объекты восточной Австралии и Антильских островов, показывают, что эти месторождения охватывают широкий возрастной диапазон и, по-видимому, образовывались эпизодически (рис. 16). Древние месторождения (древнее $\sim$ 75 млн. лет) распространены в Северной Америке, в основном в западной Канаде. Молодые месторождения известны в различных местах Тихоокеанского обрамления, а во многих регионах месторождения имеют различный возраст. Даже при небольшой ошибке измерения (до $\pm$ 5 млн. лет) и при использовании K-Ar-метода, отражающего две различные группы констант, эпизодическая природа рудообразования очевидна. Эпизодично развивались медно-порфировые месторождения в Северной Америке, имеющие возраст более $\sim$ 75 млн. лет. На рис. 16 выделяются эпизоды рудообразования, имеющие возраст 210—195, 185—175, 155—138, 115 и 84—76 млн. лет. В Южной Америке эти эпизоды были почти синхронными с проявлениями магматической деятельности, на что указывают радиологические данные, полученные для сегмента Чилийских Анд длиной 350 км ([84]; Центилли, 1974, цит. по [128]). На рис. 17 приводятся те же значения возраста, а также данные Эвериден и Кистлера [82] для батолита Сьерра-Невада. Хотя мы располагаем скудной информацией, которая и позволяла бы установить генетическую связь между батолитами и более мелкими порфировыми плутонами, вмещающими медные месторождения, возрастные данные говорят о синхронности обоих типов интрузий, особенно в Северной Америке. В США известны три значительных рудных тела мезозойского возраста: Бисби (180 млн. лет), Или (115 млн. лет) и Йерингтон (140 млн. лет?). В западной Канаде многие рудоносные порфировые системы образовались в течение раннего мезозоя.

На рис. 18 показано время формирования медных и молибденовых порфировых месторождений, имеющих возраст моложе $\sim$75 млн. лет и расположенных в пяти хорошо известных регионах Тихоокеанского обрамления. Здесь установлены два главных периода медно-порфирового рудообразования. В первый период, длившийся в течение ларамийского времени, сформировались месторождения, широко распространенные в пределах Тихоокеанского обрамления (за исключением островных дуг в юго-западной части

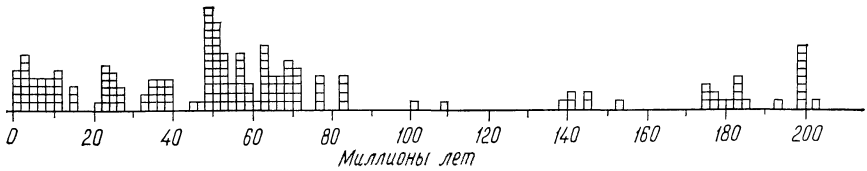


Рис. 16. Гистограмма K-Ar- и Rb-Sr-возрастов медно-порфировых месторождений тихоокеанского обрамления, построенная с интервалом в 5 млн. лет.

Тихого океана); во второй период (менее 40 млн. лет назад) рудоотложение было более локальным. Позже произошли еще две вспышки рудообразования

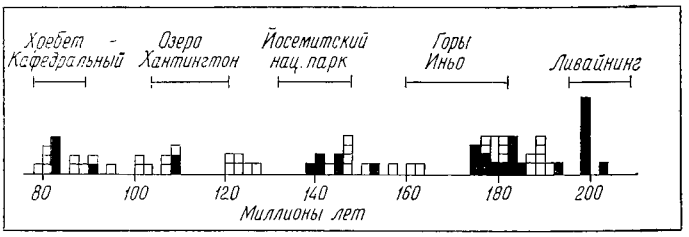


Рис. 17. Гистограмма радиологических возрастов пород Андского батолита (светлые квадраты) и мезозойских порфировых рудных систем Северной Америки (черные квадраты). Эпизоды интрузивной деятельности в Сьерра-Неваде, предполагаемые Эверденом и Кистлером [82], показаны горизонтальными отрезками, которые синхронны с временем внедрения батолитов и формирования порфировых руд в восточной части тихоокеанского обрамления и особенно с двумя типами интрузивной активности в Северной Америке.

в Южной Америке и в западной части Тихого океана и три в его юго-западной части. Наиболее четко проявленный период медно-порфирового рудообразования во всех регионах, исключая юго-западную часть Северной Америки, имел место менее 10 млн. лет назад. На юго-западе Северной Америки преоб-

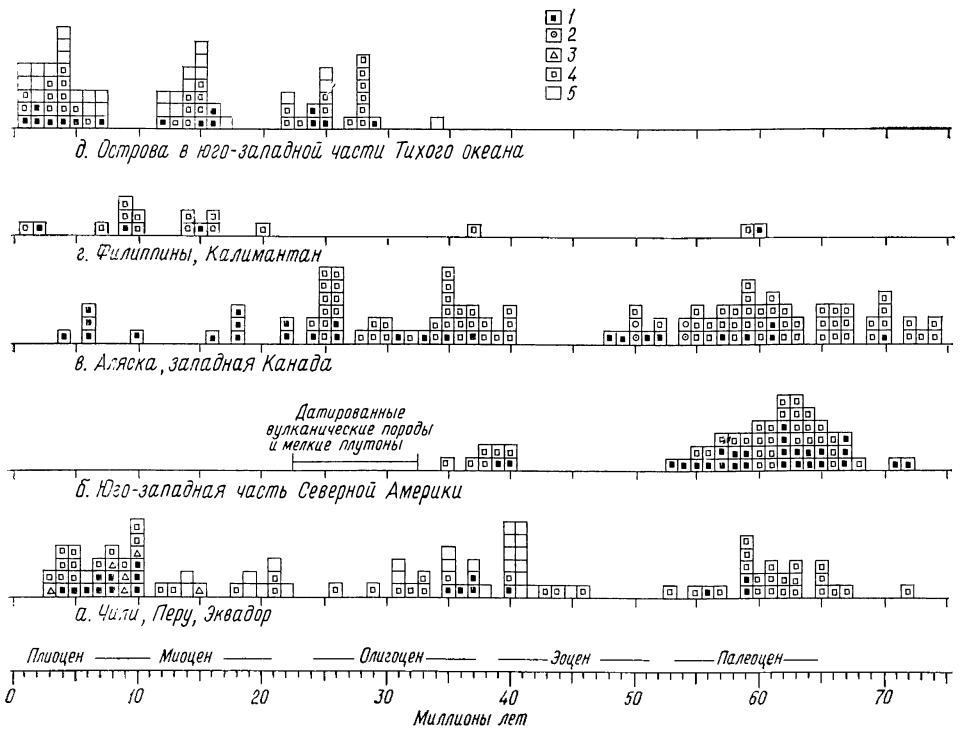


Рис. 18. Гистограмма радиологических возрастов медно-порфировых месторождений, плутонов, некоторых вулканических пород, молибденовых порфировых месторождений и ряда датированных комплексных месторождений цветных и драгоценных металлов из отдельных районов обрамления Тихоокеанского бассейна. *1* — медно-порфировые месторождения; *2* — молибденовые порфировые месторождения; *3* — полиметаллические месторождения; *4* — батолиты, безрудные плутоны; *5* — вулканические породы, дайки, силлы. Использованы литературные источники: по Южной Америке (*а*) [128, 181, 201, 202, 224, 258], юго-западной части Северной Америки (*б*) [9, 67, 82, 107, 159, 165, 173], Аляске, западной Канаде и Каскадным горам (*в*) [53, 97, 128, 166, 227], по Калимантану и Филиппинам (*г*) [150, 285], юго-западной части Тихоокеанского региона (*д*) [52, 137, 213, 214, 268].

ладающая часть медно-порфировых месторождений сформировалась в течение ларамийского времени, однако месторождения Коппер-Каньон, Невада и Бингем являются продуктами более локального эпизода рудообразования.

Значительный период затухания магматической активности, который начался ~45—50 млн. лет и закончился ~35—40 млн. лет назад, на рис. 18 выделяется для всех регионов; его начало и конец смещаются в сторону все более молодого возраста, если следовать против часовой стрелки от региона к региону вокруг Тихоокеанского бассейна. Перерыв в 10 млн. лет подтверждается данными для континентальных окраин восточного побережья Тихого океана и небольшим количеством возрастных определений на Филиппинах. Нам известно из печати лишь одно исключение относительно этого перерыва магматической активности, которое подтверждается многочисленными определениями возраста интрузий на острове Баранова; их возраст ограничен интервалом ~40—50 млн. лет [166].

Интрузивную активность в пределах некоторых регионов Тихоокеанского обрамления характеризует также миграция магматизма во времени, которая сопровождается в ряде районов миграцией процессов медно-порфирового оруденения. Такая миграция была установлена в Южной Америке, в юго-западной части США и на Новой Гвинее. В Южной Америке по направлению к внутренним частям континента располагаются все более молодые интрузии, и такое смещение заняло интервал времени более 100 млн. лет [84], однако медно-порфировые месторождения в данном регионе являются намного более молодыми и накладываются на этот рисунок распределения интрузий. В Аризоне и в прилегающих районах Мексики, согласно предположению Ливингстона [165], ларамийские медно-порфировые системы становятся более молодыми по мере продвижения с северо-запада на юго-восток, хотя имеется свидетельство о значительном перекрытии плутонов различного возраста в пределах ларамийского времени. На прогрессирующее уменьшение возраста интрузий в Новой Гвинее по направлению к Австралийской плите указывают Титли и Хейдрик [271].

Некоторые характерные черты медно-порфирового тектогенеза

Считается, что большинство медно-порфировых месторождений образовалось вдоль деструктивных окраин плит над зонами субдукции океанической коры; меньшее число месторождений установлено в орогенах, которые развились в местах столкновения двух континентов. Месторождения тихоокеанских островных дуг могли образоваться в несколько другой обстановке, но и здесь были возможны процессы субдукции. Далее в настоящем разделе следует обзор превалирующих идей по тектогенезу медно-порфировых месторождений с точки зрения тектоники плит и наша оценка некоторых аспектов этого процесса. Более полное рассмотрение тектоники плит и металлогении было сделано Стронгом [261]; прекрасный обзор литературы, касающейся металлогенеза на деструктивных границах плит, дан Гарсоном и Митчеллом [94]. Среди ранних исследований, посвященных эволюции медно-порфировых месторождений при взаимодействии плит, можно отметить работы Силлитое [250, 251, 252], Гилда [101, 102, 103], Перейры и Диксона [217], Соукинса [239], Митчелла и Гарсона [187] и Митчелла и Белла [186]. Коротко говоря, некоторые из этих авторов предположили, что медно-порфировые месторождения связаны с поддвиганием океанической коры под континенты, где она расплавляется на глубине, образуя обогащенные металлами и водой известково-щелочные магмы. Возникшие таким образом магмы поднимаются

вверх, где в условиях небольших глубин кристаллизуются и становятся магматическими прародителями медно-порфировых систем. Полагают, что металлы медно-порфировых месторождений берут свое начало в основном в хребтах и затем перемещаются как в составе океанической коры, так и тонких слоев осадков на дне океана по направлению к краям плит в результате спрединга. Некоторые металлы могли также выделиться при расплавлении клина мантии между корой и поддвинутой литосферной пластиной [251, 252].

По мере развития вышеупомянутой теории металлогенеза и геотектоники из нее делались все новые и новые выводы. Мы не собираемся оспаривать положения тектоники плит и ее возможностей для расширения нашего понимания многих аспектов рудогенеза, в частности эволюции медно-порфировых систем; однако в связи с «быстрым распространением этой новой теории» [48] многие хорошо изученные и описанные особенности региональной геологии, геологической истории и металлогенеза оказались упущенными. В частности, особого рассмотрения заслуживает значение результатов взаимодействия гидротермальных флюидов как с плутонами, так и с боковыми породами, а также потенциальное влияние этих взаимодействий на процессы металлогенеза.

Металлогенез. Твердо установлено, что внедрившиеся в верхние горизонты и разбитые трещинами плутоны интенсивно взаимодействуют с вмещающими породами посредством гидротермальных процессов. Это взаимодействие приводит к переносу, по крайней мере частичному, а возможно и значительному, минералообразующих компонентов. В частности, прежде чем принять процесс субдукции в качестве единственного источника порфировых расплавов, энергии, металлов и серы рассматриваемых месторождений, следует более полно понять процессы, которые имеют место на поздних стадиях остывания внедрившегося порфира. Мы утверждаем, что характер медно-порфировых месторождений может в большей степени зависеть от непосредственного окружения, чем от условий их зарождения.

Действительно, при исследовании медно-порфировых месторождений полевые наблюдения почти всегда свидетельствуют, что в процесс рудообразования вовлекаются боковые породы, а в ряде случаев устанавливается, что этим процессом охватываются площади (или объемы) во много раз большие, чем размеры порфировой интрузии на горизонтах наблюдения. Важным свидетельством этого является характерная рудная зональность и продолжение трещин, сопровождаемых измененными породами, на значительные расстояния от контактов порфировых интрузий. Хотя немного публикаций посвящено миграции химических элементов в порфире и боковой породе, в одной из работ [14] приводятся данные о потерях серы биотитом в процессе пропилитизации боковых пород на месторождении Рей (Аризона). Изучая месторождение подобного типа, Виллас и Нортон [275] убедительно показали, что при циркуляции флюидов в шток Мейфлауер (Юта) привносилось большое количество S, C, K, Mg и H_2O; на некоторых месторождениях гор Сан-Хаун, Колорадо, принадлежащих к другому типу, с помощью изучения изотопов свинца было установлено, что боковые породы взаимодействовали с гидротермальными флюидами [71, 72].

С проблемами гидротермального рудогенеза связан вопрос об источнике металла и серы медно-порфировых месторождений. Исходя из положения, что источником этих компонентов является океаническая литосфера, Силлитое [251] и Соукинс [239] рассматривают медно-порфировое месторождение лишь как один из видов рудных тел среди большого семейства различных типов месторождений, которые в региональном плане располагаются зонально. Силлитое [252, 255] предположил, что зональность различных рудных месторождений Перуанских Анд связана с последовательным плавлением разных частей наклонной пластины поддвигающейся океанической литосферы. Одна-

ко позднее он отметил, что процессы, в результате которых происходит «последовательное освобождение металлов», все еще «довольно малопонятны» [255]. Роль источника металлов медно-порфировых месторождений юго-западной части Северной Америки также приписывалась поддвинутой пластине [254], хотя эта теория была опровергнута [169]. С другой стороны, многие исследователи подчеркивали отсутствие ясных доказательств того, что порфировые расплавы и металлы имеют общее происхождение [187, 188, 55] и что свинец в месторождениях медно-порфировой провинции запада США своим происхождением связан с океанической литосферой, подвергшейся субдукции [288].

Наряду с медью медно-порфировые месторождения содержат молибден, драгоценные и другие металлы, включая вольфрам, цинк и свинец; однако большинство из них присутствуют в столь низких концентрациях, что извлекать их не имеет смысла. Относительные концентрации меди, молибдена и золота в месторождениях приводятся в работах Кеслера [143] и Титли [267], где обсуждается их связь с вариациями геотектонической обстановки. В них демонстрируется явное различие между месторождениями Северо-Американского кратона и месторождениями Карибского региона и Филиппин, а также островных дуг юго-западной части Тихого океана (рис. 19, *а*), что лучше всего видно по величинам весовых отношений золота и молибдена. Месторождения на островах богаче золотом и, что особенно важно, беднее молибденом. В рассмотренных регионах, которые включают богатое золотом и бедное молибденом месторождение Бисби (Аризона), а также некоторые месторождения тихоокеанских островов с относительно высоким отношением молибдена к меди [267], имеются некоторые исключения из этого общего правила.

В то же время в геологически сложном регионе Канадских Кордильер, характеризующемся многократными проявлениями магматизма, которые происходили вплоть до раннего мезозоя [53], медно-порфировые месторождения обнаруживают явные отличия от вышеперечисленных месторождений по соотношениям концентраций трех упомянутых элементов (рис. 19, *б*). Этот регион, где имеются многочисленные молибденовые порфировые месторождения, включает порфировые системы, которые явно относятся к медно-молибденовым, медно-золотым и медно-молибден-золотым. Юрские месторождения в порфирах щелочного ряда характеризуются ассоциацией меди и золота. Таким образом, существуют очевидные различия между группами месторождений в регионах, которые не могут быть однозначно соотнесены со специфическими геотектоническими условиями. Однако остаются другие особенности, важность которых оценена еще не полностью. Например, поскольку на некоторых месторождениях наблюдается вертикальная зональность в изменении пород и распределении металлов, уровень вскрытия оруденения мог оказать влияние на данные, приведенные на рис. 19.

Наследование металлов от первичного порфирового источника изучалось лишь в немногих местах. Грейбил [98], обнаружив в плутонах Корнилия (Ахо) и Патагония (Ред-Маунтин и др.) биотиты, обогащенные медью, доказывал, что источником этого металла были порфиры. Напротив, Кеслер и др. [145] получили отрицательную корреляцию содержания меди в биотитах продуктивных и непродуктивных систем Карибского региона (содержания меди понижены именно в биотитах продуктивных систем). Фейсс [85], говоря о магматическом происхождении меди, отметил, что различия между продуктивными и непродуктивными интрузиями могут быть обязаны разнице в химизме пород. Основываясь на анализах, приведенных в литературе, он предположил, что вариации отношений глинозем/щелочи отражают способность октаэдрических позиций извлекать медь из расплава. Ранние ферромагнезиальные минералы из интрузии, содержащей медь, должны бы быть

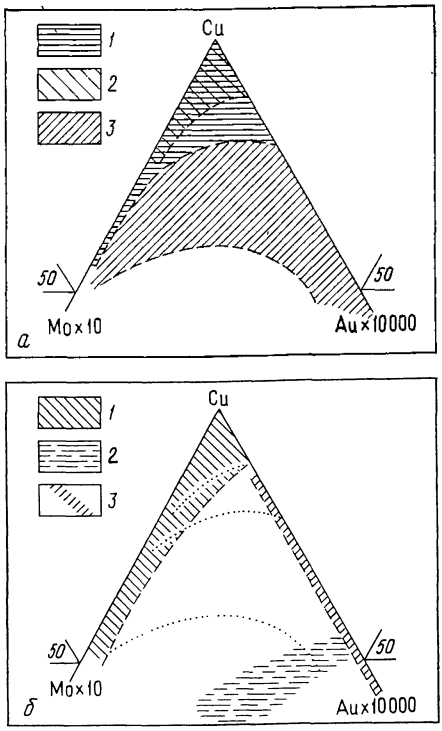


Рис. 19. *а* — тройная диаграмма соотношений меди, молибдена и золота на медно-порфировых месторождениях. Площадь на рисунке, относящаяся к США, Мексике и Андам, включает большую часть имеющихся там месторождений; то же относится и к площади для Антильских островов и Филиппин. Использованы данные Кеслера [143]; данные по юго-западной части Тихого океана включают небольшое число филиппинских месторождений [267]. *1* — месторождения США, Мексики, Анд; *2* — месторождения Антильских островов и Филиппин; *3* — месторождения островных дуг юго-западной части Тихого океана. *б* — тройная диаграмма соотношений меди, молибдена и золота для порфировых систем Канадских Кордильер. Для медно-молибденовых месторождений использованы данные Кеслера [143]. Составы медно-золотых руд в основном относятся к месторождениям, связанным с порфирами щелочного ряда (например, Афтон, Карибу-Белл, Гейлор-Крик, Лоррен). Медно-молибденовые месторождения включают месторождения Белл, Моррисон, Пойсон-Маунтин и Шафт-Крик. Использованы данные Сатерленда Брауна [262]. *1* — Cu-Mo-месторождения; *2* — Cu-Mo-Au-месторождения; *3* —Cu-Au-месторождения (в щелочных порфирах). Точечные линии — границы площадей, показанных на диаграмме *а*.

более бедными этим металлом, чем ферромагнезиальные минералы безрудных интрузий. Несколько иные результаты были получены Мейсоном и Фейссом [177] для пород из юго-западной части Тихого океана; ими обнаружено значительное перекрывание отношений глинозем/щелочи в безрудных и продуктивных интрузиях.

Высказывались предположения, что происхождение металлов связано с магматическими источниками, не имеющими отношения к субдукции. Эти источники могут находиться в мантии [257, 38, 203], крайняя гетерогенность которой порождает различия в содержании металлов в различных регионах. О прямом участии в рудообразовании мантийных пород вместе с нижней корой свидетельствуют данные по изотопам свинца на месторождениях Сан-Хуан, Колорадо [163]; кроме того, считается, что свинец в комплексных месторождениях цветных и драгоценных металлов района Сан-Хуан, по крайней мере частично, происходит из вмещающих пород [72]. Туэто [274] также полагал, что и молибден, и вольфрам контактовых зон докембрийских интрузий могли быть унаследованы более молодыми наложенными месторождениями Колорадо. Металлогеническая унаследованность из кристаллических пород предполагалась также для мезозойских и более молодых месторождений Анд [243, 55].

Необходимость в более ясном понимании явлений генезиса медно-порфировых месторождений, в частности процесса вовлечения боковых пород в рудообразование, совершенно очевидна. Хотя металлы действительно могли иметь своим источником порфировые магмы, попытки доказать это остаются неубедительными.

Некоторые аспекты истории тектоники плит. Медно-порфировые месторождения (и одновозрастные с ними магматические интрузии) обрамления Тихоокеанского бассейна располагаются на деструктивных окраинах плит. Позиция месторождений юго-запада Северной Америки, находящихся сейчас

в 600 км к востоку от береговой линии, остается некоторым загадочным исключением из общего правила; происхождение этих месторождений в результате явлений тектоники плит дебатировалось Лоуэллом [169] и Силлитое [254]. Однако кое-где в регионах тихоокеанского обрамления пространственно-временные соотношения интрузивной и экструзивной магматической активности и истории движения плит, установленные многими исследователями, позволили прийти к выводу о наличии определенной связи медно-порфировых месторождений по крайней мере с некоторыми явлениями тектоники плит.

Большинство исследователей отмечают, что высокие скорости сближения плит совпадают с эпизодами усиленной магматической активности на краях континентальных и других плит. Менее ясным и значительно более трудным для расшифровки представляется влияние таких высоких скоростей сближения на различные тектонические явления в надвинутой плите — явления, которые, возможно, каким-то образом связаны и со скоростью сближения, и с его характером (косонаправленным или нормальным). Именно характер деформации верхней плиты мог местами и временами контролировать внедрение и размещение медно-порфировых плутонов в приповерхностных частях коры. Однако непросто определить характер деформации, происходившей в различные времена во многих регионах; трудности возрастают при переходе ко все более древним регионам. Тем не менее некоторые причинно-следственные соотношения между характером сближения и его результатами были установлены. Возникновение батолитов мезозойского возраста в восточной части тихоокеанского обрамления относится к временам высоких скоростей сближения плит.

Согласно Ларсону и Питману [160], высокие скорости сближения Тихоокеанской плиты с Южной Америкой ~180 млн. лет назад привели к поддвиганию плиты под Южную Америку. Эти авторы указали также на то, что внедрение батолитов в южной части Анд совпадает с временем высоких скоростей сближения, связанных с началом спрединга на границе Тихоокеанской плиты и плиты Феникс в интервале времени от 130 до 110 млн. лет назад; высокие скорости сближения Тихоокеанской плиты и Южной Америки устанавливаются и для интервала времени между 110 и 85 млн. лет, что происходило в результате расширения Южной Атлантики. Этим периодам спрединга соответствует внедрение батолитов и в Северной Америке, где скорость поддвигания вдоль некоторых участков западного побережья, по Гамильтону [107, 108], составляла 10 см в год.

Западные края Северной и Южной Америки различны по характеру своего развития в мезозое. В Северной Америке ранний мезозой был временем, в течение которого имела место некоторая аккреция древнего края континента, завершившаяся, по-видимому, в юре [70]. И лишь затем последовала субдукция под Южно-Американский континент; в течение большей части мезозоя и в раннем кайнозое доминировало сближение. Древнейшие интрузии и порфировые системы (возраст 185—200 млн. лет) могли отражать самые ранние события мезозойской истории плит. Много месторождений такого древнего возраста имеется в Кордильерах Британской Колумбии, происхождение различных пород в этой тектонически сложной обстановке было поставлено под сомнение Кони и др. [61]. Данные месторождения включают медно-золотые порфировые системы среди бедных кварцем щелочных пород. Нильсен [200] полагал, что породы образовались в тектонических условиях тыловодужного спрединга, при котором были активны процессы рифтообразования и тектонического расширения. О наличии медно-порфировых систем такого древнего мезозойского возраста в Южной Америке сообщений нет.

В бассейне Тихого океана интенсивное образование медно-порфировых месторождений имело место в течение ларамийского времени, но с тех пор

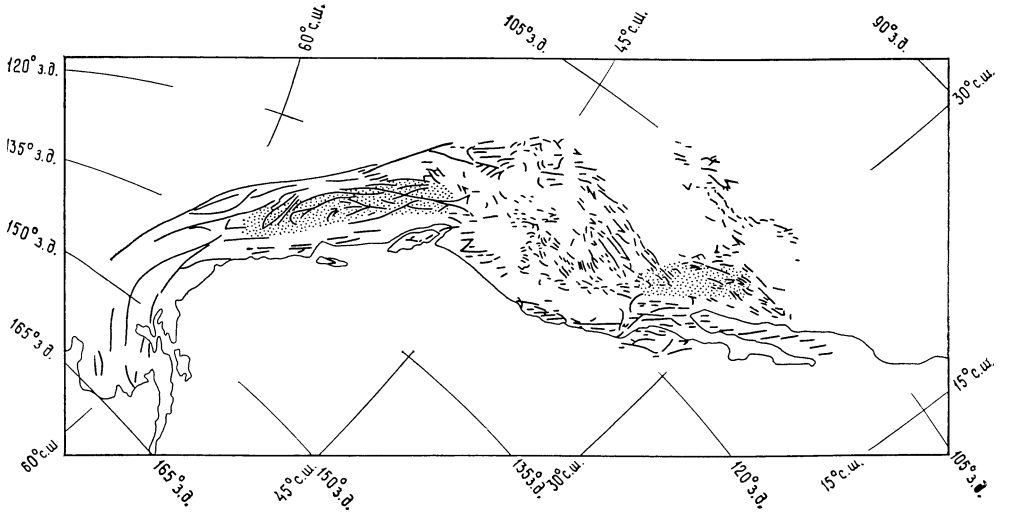


Рис. 20. Карта Северной Америки в проекции Меркатора с центральным расположением полюса относительных перемещений Американской и Тихоокеанской плит (по Атуотеру, [10]). Покрытые краном площади соответствуют главным ларамийским медно-порфировым провинциям юго-запада Северной Америки и Канадских Кордильер. Конфигурация может быть такой же, какой она была примерно в ларамийское время (~40—50 млн. лет назад), когда быстрая субдукция прекратилась и доминирующим стало косонаправленное сближение: Американская плита двигалась вправо относительно Тихоокеанской плиты. Обе провинции располагаются параллельно и разделены регионом, испытавшим сильное растяжение.

рудообразование было эпизодическим. В Северной Америке ларамийское время ознаменовалось переходом от косонаправленного сближения континента и плиты Фараллон (более 80 млн. лет назад) к почти нормальному сближению и большим возрастанием скорости чистого сближения [58, 59]. Результаты такого рода сближения в Северной Америке были рассмотрены Кони [58, 59], Липманом и др. [164], Кристиансеном и Липманом (1972) и Диккинсоном [70]; высокие скорости сближения в течение ларамийского времени сопровождались образованием выравненной зоны субдукции [164, 60]. Хейдрик и Титли [110] утверждали, что характер сближения в течение этого периода обусловил эпикрустальное расширение на юго-западе Северной Америки, что обеспечило быстрый и легкий доступ порфировым магмам в приповерхностные части коры. Ларамийский период был временем, в течение которого медно-порфировые системы развились и в других регионах, в частности в Андах, Канадских Кордильерах и на Филиппинах.

Перерыв тектонической активности, равный примерно 10 млн. лет и имевший место в интервале времени от ~45—50 млн. лет до ~35—40 млн. лет назад (см. рис. 17), грубо соответствует времени предполагаемого изменения в положении полюса вращения Тихоокеанской плиты в пределах Императорского хребта [54]. Конфигурация Американской и Тихоокеанской плит в конце ларамийского времени (~40—50 млн. лет назад) могла быть такой, какой она изображена на рис. 20 по данным Атуотера [10]. На рисунке показано расположение ларамийских медно-порфировых провинций Северной Америки, которые образовались ~50 млн. лет назад, и изображена геометрическая форма структур западного побережья Северной Америки, какой она могла развиться в результате средне- и позднетретичного косонаправленного сближения.

Хотя в юго-западной части Северной Америки медно-порфировые месторождения в общем перестали образовываться примерно 45 млн. лет назад

(исключая Бингем и Батл-Маунтин), в других частях Тихоокеанского обрамления продолжали формироваться порфировые интрузии и, как следствие этого, возникали многочисленные медно-порфировые месторождения (рис. 17). Медленная скорость сближения Тихоокеанской и Северо-Американской плит, установившаяся ~40 млн. лет назад, соответствует периоду затухания интрузивной магматической активности; однако в других частях Тихоокеанского обрамления она продолжалась. В Перу, как полагает Нобл и др. [202], Инкский интрузив и орогеническая активность были связаны с изменением относительного движения Тихоокеанской плиты. Это событие, имевшее место примерно 37—41 млн. лет назад, привело к сжатию, поднятию и деформации. Его время близко соответствует времени формирования месторождений Потрерильос и Эль-Сальвадор в Чили. Вспышка интрузивной деятельности в это время фиксируется также по данным радиологических возрастных измерений в других регионах восточной части Тихого океана; рудные тела в Батл-Маунтин в Неваде и Бингем-Каньон в Юте, видимо, также являются продуктами этой молодой эпохи.

Один из потенциально важных аспектов истории Тихоокеанской плиты связан со спредингом Восточно-Тихоокеанского поднятия и его антецедентных образований. В интервале времени 20—90 млн. лет назад спрединг происходил на месте как современного, так и погребенного Восточно-Тихоокеанского хребта [123]. Последствия высокой скорости спрединга вдоль хребтов во многих частях южнотихоокеанских бордерлендов описаны не были, но в течение последних 20 млн. лет многообразные интрузии, включая тела, с которыми связано медно-порфировое оруденение, внедрялись как в Южной Америке, так и на юго-западе Тихого океана. В северной части Тихого океана Шолл и др. [242] отмечают сильную вспышку магматической активности на Алеутских островах в промежутке времени между 10 и 16 млн. лет назад; в течение этого же периода внедрились крупные батолиты Новогвинейского мобильного пояса.

Спрединг на погребенном хребте прекратился 9 млн. лет назад, что по времени соответствует прекращению или перерыву магматической активности в вышеописанных регионах. Однако во многих регионах активность возобновилась примерно 9 или 10 млн. лет назад. На Новой Гвинее мощный импульс магматической активности начался ~6 млн. лет назад; затем наступило время, когда возросшие скорости спрединга на хребте к югу от Австралии обусловили, как полагают, перемещение Австралийской плиты в северном направлении над Тихоокеанской плитой [271].

В некоторых местах, но не везде, время высоких скоростей сближения коррелируется с временем внедрения батолитов и мелких плутонов, ассоциирующихся с медно-порфировыми системами. Можно предположить несколько возможных соотношений. Одна из возможностей состоит в том, что медно-порфировые месторождения действительно располагаются вместе с батолитами, но прибрежные батолиты Западного полушария исчезли в связи с процессами воздымания, размыва и выветривания. Молодая (~10—14 млн. лет) система Йандера (Папуа — Новая Гвинея) располагается в пределах, точнее, в краевой части батолита Бисмарка, а в Перу разведываемая вдоль берега севернее Лимы медно-порфировая минерализация, по-видимому, ассоциируется с прибрежным батолитом. Второй альтернативный вариант соотношений требует более детального понимания механизма спрединга и влияния различных типов сближения и его скоростей на континентальную корковую тектонику. На Новой Гвинее внедрение батолитов происходило одновременно или несколько позже эпизода сближения, приведшего к образованию поперечных разломов несколько более 16 млн. лет назад; батолиты располагаются на пересечении разломов или в зонах незначительного сжатия вдоль крупных разломов. Изменение характера сближения до почти нормального,

происшедшее около 10 млн. лет назад, сопровождалось повышением скоростей спрединга в хребтах южнее Австралии и увеличением скорости сближения. Эти изменения, видимо, привели к эпикрустальному растяжению, что облегчило доступ расплавов к приповерхностным частям коры.

Раннетретичное нормальное сближение на северо-восточной окраине Тихого океана открыло путь для сближения, вызвавшего образование сдвигов вдоль границы [10]. На Новой Гвинее высокие скорости нормального сближения сейчас сопровождаются быстрым поднятием полуострова Хьюон (~2 км за млн. лет [49]). Хотя время образования некоторых медно-порфировых месторождений, по-видимому, совпадает с временем высоких скоростей сближения [265], нам не кажется, что одни эти скорости могут объяснить внедрение порфиров. Безрудные плутоны и батолиты также, по-видимому, внедрялись и были приподняты при тех же или сходных условиях. Мы можем только предполагать, что некоторая комбинация разных типов сближения и скоростей иногда приводит к образованию глубинных разломов в земной коре, за которым может последовать сближение такого рода, которое вызовет быстрое поглощение плиты и некоторые типы тектонического расширения неглубоких частей коры, обеспечив быстрый доступ расплавов в близповерхностные зоны.

Выводы

Краткое изложение аспектов истории геотектонической эволюции медно-порфировых месторождений обязательно должно опираться на анализ различных геологических процессов.

1. В регионах Тихоокеанского обрамления плутоны всех видов образовались эпизодически. Поскольку отмечается некоторое соответствие времени и характера взаимоотношения плит с эпизодами интрузивной деятельности, имеет некоторый смысл исследовать связь медьконцентрирующих магматических интрузий с некоторыми сторонами тектонической активности плит. Однако, по нашему мнению, попытка установления прямых причинно-следственных соотношений между субдукцией и медно-порфировыми месторождениями является безнадежным делом.

2. Безрудные и продуктивные интрузии одного и того же возраста располагаются в тесной близости друг к другу, по существу, во всех медно-порфировых провинциях. Поскольку начальные стронциевые отношения в источниках расплавов в пределах провинций не обнаруживают явного различия, а провинции существенно разнятся по величинам этих отношений, то, на наш взгляд, нет законных оснований утверждать, что литосферная пластина, испытавшая субдукцию, является единственным источником медно-порфировой магмы.

3. По нашему мнению, источник металлов остается неопределенным. Следует учитывать важную роль однозначной интерпретации химического взаимодействия гидротермальных флюидов с порфирами и боковыми породами, а также явлений, которые требуют рассмотрения по крайней мере частичного влияния некоторых компонентов продуктов изменения и рудных минералов боковых пород. Далее, продолжающиеся исследования сущности постмагматических процессов, на наш взгляд, также важны для углубленного понимания генезиса медно-порфировых руд в геотектоническом аспекте, как и продолжающееся изучение геотектонических явлений.

4. Проблема безрудных и продуктивных плутонов исключительно важна, и уже одно ее разрешение может внести большой вклад в дальнейшее понимание природы геотектонических процессов.

5. Эволюция краев континентов Тихоокеанского обрамления обусловила

сходство различных геологических областей по составу и морфологии. Ранняя и иногда непрерывная эволюция батолитов происходила на одной стороне мобильного пояса, который на другой стороне соприкасался либо с обычным кратоном (в случае аккреции континентальных окраин), либо с приподнятым кратоном (где континентальные окраины разбиты на сегменты). Внутри деформированных и мобильных поясов широко распространены небольшие плутоны-концентраторы медно-порфирового оруденения. Количество фактов не столь велико, чтобы они могли помочь ответить на вопрос, внедрялись ли эти плутоны как части батолитов или нет. Эта частная деталь развития мезозойских и более молодых медно-порфировых провинций весьма характерна.

6. Наконец, мы всемерно одобряем следующее замечание Вольфхарда и Нея [287]: «Если реконструкции тектоники плит свободно используют металлогенические спекуляции, то теперь необходима обратная связь в другом направлении — от металлогении к тектонике плит».

Часть II. Гидротермальные изменения и минерализация

Характеристика гидротермальных минералов

Хотя развитие медно-порфировой минерализации генетически связано с эпизональными интрузиями, воздействию гидротермального процесса в целом подвержены значительно бóльшие объемы доинтрузивных боковых пород различного типа, а также более ранних комагматических дифференциатов, которые включают вулканический материал. Ранними детальными исследованиями процессов гипогенного изменения в медно-порфировой провинции юго-западной части Северной Америки установлено, что в конкретных месторождениях присутствуют явно различные минеральные ассоциации (ср. с [244, 260, 3]). По мере накопления данных стало очевидным, что определенные минеральные ассоциации развиваются во многих месторождениях этого региона [64, 39]. Наши знания особенностей изменения пород расширились благодаря вовлечению в круг исследований все возрастающего числа месторождений, широко распространенных во всем мире. Продолжают обнаруживаться обычные, уже ранее известные минеральные ассоциации, но и находок их новых разновидностей становится все больше. Сведения о гидротермальных минеральных ассоциациях, обычно наблюдаемых в медно-порфировых месторождениях, можно найти в детальных описаниях отдельных месторождений, а также в ряде обстоятельных обзорных работ [183, 65, 79, 238, 170, 128].

Типы изменений. К-силикатный [64, 65, 183], или калиевый [170], тип изменения происходит в результате более или менее сильного калиевого метасоматоза и может сопровождаться в разной степени выраженным выщелачиванием кальция и натрия из пород, содержащих первичные алюмосиликатные минералы. К характерным минералам, которые являются либо привнесенными, либо стабильными первичными породообразующими фазами, относятся ортоклаз, биотит и кварц; они сопровождаются такими акцессорными, не играющими существенной роли минералами, как альбит, серицит, ангидрит и апатит. (Термин «К-силикатный» не означает, что требуются дополнительные количества калия для образования устойчивой пары К-полевой шпат + биотит, в то время как термин «калиевый» подразумевает калиевый метасоматоз пород, содержащих эти фазы.) Среди рудных минералов обычны магнетит, халькопирит, борнит и пирит. Магматический щелочной

полевой шпат обогащен калием, а магматический биотит в основном изменен до более магнезиальной разности, которая ассоциируется с рутилом, образовавшимся в результате высвобождения титана. Железо, освобождающееся из первичного биотита или из других мафических силикатов, подвергшихся биотитизации, идет на образование одного или нескольких рудных минералов, таких, как магнетит, халькопирит, пирит и борнит. Пирита всегда немного в противоположность борниту и магнетиту [183]. К-метасоматоз обычно имеет место в порфировых центрах или вблизи них, хотя широкий ореол биотитизации распространяется и в боковые породы [265, 44, 50].

Филлитизация [170] или серицитизация [183, 238] происходит в результате выщелачивания натрия, кальция и магния из алюмосиликатных пород, при этом калий может привноситься или выделяться из первичного породообразующего полевого шпата. Этот тип изменения может приводить к почти полному замещению породообразующих силикатов серицитом (или мусковитоподобными минералами) и кварцем, а также к разрушению первичной структуры породы. Железо из ранее существовавших мафических минералов вместе с привнесенными железом и серой может пойти на образование пирита, содержание которого достигает 10 об.%. Обычно присутствует халькопирит, но его количество редко превышает 0,5 об.%. Поскольку кварц, серицит и пирит в калиевой ассоциации присутствуют как акцессорные минералы, то филлитовую ассоциацию следует характеризовать лишь их соотношением, не учитывая находящегося в равновесии К-полевого шпата.

Аргиллизация заключается в образовании новых глинистых минералов в силикатных породах. При формировании этой ассоциации доминируют кислотные условия, и выщелачивание всех щелочных катионов происходит достаточно полно. Если в породе остаются ограниченные количества калия, кальция и магния, идущие на образование монтмориллонита, иллита, гидрослюд и хлорита вместе с каолинитом или без него, то аргиллизацию называют умеренной. Действие кислот приводит к образованию каолинита-диккита, а при некоторых условиях и пирофиллита. В тех случаях, когда данные фазы сопровождаются диаспором, кварцем или аморфным кремнеземом, андалузитом и изредка корундом, это означает, что ассоциация возникла в результате аргиллизации повышенной интенсивности.

В ранних исследованиях приповерхностных частей медно-порфировых месторождений всепроникающей аргиллизации силикатных пород приписывалась связь с процессом минерализации, но изучение более глубоких горизонтов показало, что такая аргиллизация имеет во многих местах супергенное происхождение (ср., например, [190] со [157] и [142] с [99]). Ассоциации, возникающие при интенсивной аргиллизации, содержат различные количества алунита. Этот минерал образуется в условиях повышенной кислотности с использованием калия, первоначально присутствовавшего в породе или привнесенного [184]. Главным сульфидом, связанным с аргиллизацией, является пирит, хотя могут присутствовать также халькопирит и реже борнит. Мышьяк в этой ассоциации присутствует в виде энаргита и теннантита.

Пропилитизация характеризуется главным образом развитием в магматических породах новых кальциевых и магнезиальных минералов, возникших в результате перегруппировки первичных породообразующих компонентов; она, по существу, эквивалентна зеленосланцевой фации метаморфизма. Главные минералы хлорит, эпидот и кальцит образуются путем изменения мафических минералов и анортитовой составляющей плагиоклаза, что сопровождается привносом небольших количеств H^+ и CO_2. Калий, освобождаемый при хлоритизации биотита, концентрируется во второстепенном сериците, а альбитовая составляющая первичного плагиоклаза в основном сохраняется. Акцессорными минералами являются апатит, ангидрит, анкерит и гематит. Сульфиды могут совершенно отсутствовать, но могут быть представлены

небольшими количествами пирита или изредка промышленными концентрациями халькопирита; все это в основном зависит от позиции, которую занимают пропилитовые ассоциации относительно интрузивных центров.

Скарны (кальциево-силикатные изменения) образуются путем контактового метаморфизма и метасоматоза карбонатных боковых пород. В случае контактового метаморфизма состав новообразованных минералов контролируется общим химизмом первичных карбонатных пород и температурой изменения. Так, например, мрамор образуется из чистого известняка, а гроссуляр и клиноцоизит — за счет глинистого известняка. Но в обстановке формирования медно-порфирового оруденения широко проявленные метасоматические процессы, отмечаемые в интрузиях, распространяются в карбонатные боковые породы, образуя скарн достаточно далеко от зоны, совершенно справедливо относимой к зоне термального метаморфизма (Гаспе, Йерингтон). Характерно, что ангидритовый скарн состоит из грандитового граната, клинопироксена и волластонита, т. е. из группы кальциевых силикатов, лишенных H_2O. Этот подтип измененных пород образуется в результате интенсивного железного и кремниевого метасоматоза; глубокий железный метасоматоз может привести к формированию больших масс магнетита, как это имеет место на месторождении Санта-Рита. Магний, необходимый для образования салитового пироксена, обычно присутствует в первичной породе в виде доломита. Сопровождающие сульфидные фазы включают пирит, халькопирит и сфалерит, при этом два последних минерала часто присутствуют в достаточных количествах, чтобы образовывать высокосортную руду. Водный скарн чаще всего состоит из богатого магнием хлорита, тремолита — актинолита, хризотила, эпидота, талька и гидротермального кальцита. Эти минералы обычно присутствуют в породах, лишенных первичных магнезиальных фаз, что свидетельствует о магнезиальном, а также кремниевом метасоматозе. Из окислов железа обычно встречается гематит; могут присутствовать также халькопирит, пирит и сфалерит. Спорадически распространены апатит, флюорит, везувиан, цеолиты и ангидрит или гипс.

Наконец, силицификация проявляется в образовании кварцевых жил и замещении силикатных и карбонатных пород или появлении криптокристаллических минералов кремнезема, таких, как яшма и халцедон. В отличие от образования кварца в ассоциации с другими, типичными для процессов филлитизации и аргиллизации силикатными минералами силицификация требует сочетания кремниевого метасоматоза и выщелачивания катионов в количествах, достаточных, чтобы произошло удаление не только щелочей, но также и алюминия. Этот процесс изменения сопровождается выделением пирита и, что менее обычно, халькопирита или борнита, которые местами дают промышленные концентрации. Обычен также турмалин [128].

Сульфидная минерализация может рассматриваться как еще один тип изменения, обусловленный гидротермальной активностью в медно-порфировой системе. Промышленная рудная минерализация медно-порфировых месторождений формируется в результате как гипогенных, так и супергенных процессов. Гипогенная минерализация возникает в определенный промежуток времени и обычно представлена халькопиритом, ассоциирующимся с различными количествами пирита. В этой ассоциации может присутствовать борнит или пирротин, замещающие пирит. Сульфиды выделяются в прожилках обычно вместе с кварцем, а также рядом с трещинами, в боковых породах, где эти сульфидные минералы могут замещать первичные ферромагнезиальные минералы. Сфалерит рассеян в поздних жилах и прожилках, а также встречается вместе с халькопиритом в тактите. Энаргит и другие сульфосоли могут сопровождать пирит при аргиллизации. Молибденит обычен в качестве акцессорного минерала и выделяется вместе с халькопиритом или борнитом при самой ранней минерализации силикатных пород,

а также покрывает стенки трещин на поздних стадиях минерализации. Вторичные минералы представлены окислами, карбонатами, сульфатами и силикатами меди, образующими поверхностный чехол или мелкие гнезда замещения силикатных минералов, а также супергенными сульфидами, главным образом халькозином, который замещает гипогенные сульфиды.

Характер процессов замещения и минерализации. Процесс изменения медно-порфировой системы может быть описан двояко: или с точки зрения путей, по которым эти явления развивались, или имея в виду результаты этих процессов. Термины «избирательное», «проникающее, или полное», и «прожилковое» (selective, pervasive, vein-veinlet) применяются для характеристики различных форм изменения ([271] и Титли, в печати). Поскольку изменение силикатных пород рассматривается как результат движения сквозь них растворов, богатых H_2O, то проницаемость пород приобретает первостепенное значение для этого процесса. Наиболее распространенным и легче всего наблюдаемым свидетельством степени проницаемости является количество трещин в порфировых телах и вмещающих их породах. В порфировых системах встречаются трещины всевозможных масштабов; по-видимому, они начинают развиваться на очень ранней стадии остывания плутонов и периодически продолжают образовываться в течение гидротермального процесса.

От таких проницаемых каналов на месторождениях в разное время и в разных местах, очевидно, начинается избирательное и проникающее изменения. Избирательное изменение, во многих отношениях наиболее трудноуловимый тип процесса, заключается в воздействии растворов на определенные минералы. Чаще всего подобный тип изменения выражается в превращении роговой обманки или амфибола в больших объемах породы во вторичный биотит на ранней стадии эволюции сложных гидротермальных систем. Воздействие этого процесса изменения на другие минералы, по-видимому, незначительно, и в более поздний период охлаждения селективно измененный биотит может в свою очередь превратиться в хлорит. Проникающее изменение определяется как процесс, в результате которого один тип породы полностью превращается в другой. В итоге обычно возникает порода, отличающаяся по составу, минералогии и структуре от первичной породы, существовавшей до изменения. Объемы пород, вовлекаемые в этот процесс, могут колебаться от единиц до сотен кубических метров. Примером полного изменения служит превращение силикатных пород в массу окислов железа, кремнезема и глинистых минералов под влиянием супергенных процессов, которые воздействовали на породы, первоначально содержавшие гипогенную пиритовую минерализацию. И избирательное, и проникающее изменения, по-видимому, распространяются от трещин, часть которых пересекает рудообразующие минералы, в то время как другие микротрещины образуют в породе извилистые ходы, огибая минеральные зерна или обломки. Не всегда ясно, происходит ли проникающее изменение вдоль микротрещин, поскольку сами они практически не заполнены продуктами изменения. Однако в литературе описаны случаи, например на месторождениях Рей [221] и Бингем [139], когда полное замещение биотита, по-видимому, происходило в объемах породы, заключающих большое количество трещин. На данных месторождениях наиболее распространенным типом изменения является прожилковый, при этом в порфирах и вмещающих породах обнаруживаются свидетельства того, что эволюция трещин, вдоль которых происходило такого рода изменение, была непрерывной и проявилась широко. Непрерывность развития трещин в течение эволюции гидротермальных систем доказывается наличием серий пересекающихся трещин, о последовательной генерации которых свидетельствуют различные минеральные ассоциации, возникавшие в процессе изменения. Жилообразующие минералы, располагаясь вместе с этими вторичными ассо-

циациями, обычно очень сходны с минералами, которые одновременно выделялись в зальбандах жилы, но, как правило, набор минералов в жилах оказывается беднее, чем в прилегающей породе. Примером прожилкового типа изменения служат кварц-пиритовые жилы, сопровождаемые относительно широко развитыми зальбандами, в которых первичные силикаты превращены в кварц и серицит. При тесном расположении трещин оторочки соседних жил перекрываются и порода становится полностью измененной [183].

Гипогенную медно-порфировую минерализацию обычно описывают как «вкрапленную», но это обусловлено степенью детальности наблюдения. Если говорить о характере оруденения в масштабах месторождения, подходит именно этот термин, так как большие объемы руды содержат ценную минерализацию во вкрапленном виде. Однако при более детальном подходе оказывается, что размещение сульфидов в рудной массе контролируется трещиноватостью. И требуются тщательные наблюдения, чтобы точно установить соотношение прожилкового и вкрапленного оруденения; вероятнее всего, более 90% объема сульфидов будет контролироваться трещинами [226, 7]. Даже если имеются явно вкрапленные изолированные зерна сульфидных минералов, то и тогда можно наблюдать, что они приурочены к микротрещинам в боковой породе или, в случае жильного оруденения, располагаются в оторочках жил. Андерсон и др. [7] описали такие проявления на месторождении Багдад, отметив, что даже когда зерна кажутся изолированными, они все же располагаются в виде цепочек, отложившись вдоль трещин, позднее залеченных и замаскированных кварцем и ортоклазом.

Минеральная зональность и парагенезис. В связи с проведением многоаспектных исследований медно-порфировых месторождений установлена определенная зональность и парагенетическая картина распределения минеральных ассоциаций, возникающих в результате процессов изменения. Минеральную зональность в порфировых системах, впервые, насколько нам известно, выявили Петерсон и др. [218] на месторождении Касл-Дом. В дальнейшем это явление привлекло к себе внимание многих исследователей. В почти одновременно появившихся статьях Роз [238] и А. Джеймс [135] описали зональность, наблюдаемую во многих медно-порфировых месторождениях юго-западной части Северной Америки. Этим статьям непосредственно предшествовала работа Лоуэлла и Гилберта [170] об общем характере зональности на медно-порфировых месторождениях; в своих выводах авторы базировались на данных, полученных для системы Сан-Мануэль — Каламазу в Аризоне. Плодотворность концепций зональности стала общепризнанной, и данная модель зональности использовалась как при разведке, так и в качестве основы для многих научных исследований. Поскольку ранние модели, описывавшие зональность, невозможно было применить к некоторым медно-порфировым месторождениям, были предложены модификации этих моделей, учитывающие различные типы боковых пород и структурные факторы [100], а также разнообразие состава пород [127]. Многие работы, вышедшие в 1960-х годах, были посвящены последовательности образования жил и парагенетическим ассоциациям, возникающим в ходе процессов изменения; такие исследования проводились на месторождениях Санта-Рита [198], Рей [221] и Итака-Пик [78]. В более ранней работе, посвященной месторождению Багдад [7], сообщалось об одновременности некоторых процессов изменения и о фактах, подтверждающих определенную последовательность отложения сульфидов в жилах.

Процессы изменения интрузий и силикатных боковых пород. Лоуэлл и Гилберт [170] и Роз [238] в общих чертах охарактеризовали геометрию участков, захваченных разными процессами изменения в интрузиях юго-западной части Северной Америки, залегающих среди силикатных пород и содержащих медно-порфировую минерализацию. Эти описания показыва-

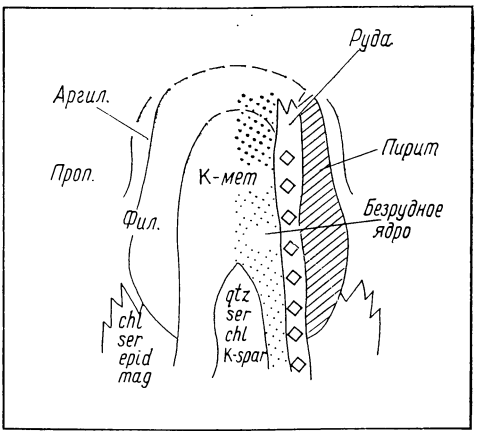


Рис. 21. Вертикальный разрез, показывающий зональный характер соотношений между гидротермальными минеральными ассоциациями на «типичном» медно-порфировом месторождении (по Лоуэллу и Гилберту [170]). *Слева* — силикатные ассоциации, возникающие при К-мет(асоматозе), фил(литизации), аргил(лизации), проп(илитизации). *Справа* — сульфидные зоны: пиритовая оболочка, рудная оболочка, безрудное ядро. Сокращения названий минералов приведены в словаре в конце статьи.

ют, что продукты К-метасоматоза занимают центральное положение и развиваются в интрузии или вблизи нее; ассоциации, связанные с филлитизацией и аргиллизацией, располагаются вокруг калиевого ядра, а пропилитизированные участки образуют широкий ореол у внешних границ действия гидротермальных флюидов в интрузивных или во вмещающих силикатных породах (рис. 21). Два дополнительных типа изменения, представленных ассоциациями кварц + серицит + ортоклаз и хлорит + серицит + эпидот + магнетит, выделяются Лоуэллом и Гилбертом в качестве глубинных аналогов соответственно процессов К-метасоматоза и пропилитизации. Рудная оболочка, содержащая примерно 1 об.% всех сульфидов и почти равные количества пирита и халькопирита, располагается на границе между зонами филлитизации и К-метасоматоза и распространяется внутрь последней зоны. На некоторых месторождениях качество руды понижается в сторону центрального слабо оруденелого или безрудного ядра, однако на других эта центральная зона содержит богатые кварцевые жилы. Зона филлитизации отличается высокими концентрациями (до ~10 об.%) пирита, но низкими значениями отношения халькопирит/пирит. Описанная здесь модель Лоуэлла и Гилберта базируется в основном на петрографических исследованиях месторождения Сан-Мануэль — Каламазу, расположенного в интрузии и во вмещающих ее породах сходного кварц-монцонитового состава.

Различные модели зональности упомянутых выше порфировых систем, показывающие распределение минералов при кульминации гидротермальной активности, статичны; они были критически рассмотрены Густафсоном [104]. Большинство описаний зонального распределения продуктов изменения на конкретных месторождениях также не отражают хронологических соотношений между различными ассоциациями. Такие соотношения не всегда просто установить. В работе Мейера и Хемли [183] обсуждены проблемы, связанные с определением однозначных возрастных соотношений среди продуктов изменения различных типов, в частности для ассоциаций, возникающих в процессе филлитизации и аргиллизации, а также соотношений аргиллизации с супергенными процессами. Тем не менее доступные нам парагенетические данные по многим медно-порфировым месторождениям показывают, что филлитизация почти неизменно развивается после К-метасоматоза и пропилитизации [265, 104, 105, 22]. Возрастные соотношения ассоциаций К-метасоматоза и пропилитизации не столь определенны. Эти зоны обычно развиваются соответственно в интрузиях и во вмещающих их породах. Трещиноватость, с которой связана поздняя филлитизация, проявляется на контакте между этими двумя типами пород или вблизи него. Одна из причин трудности установления возрастных соотношений между К-метасоматозом

и пропилитизацией заключается в том, что более молодая, нарушающая структуру породы филлитизация накладывается на границу между ними, уничтожая различия между ними.

Исследования процессов изменения на медно-порфировых месторождениях мира, проведенные с различной степенью детальности, выявили множество объектов, на которых схема зональности отличалась от предложенной Лоуэллом и Гилбертом (например, [265, 128, 50]). Гилберт и Лоуэлл [100] сами отмечали некоторые отклонения и определили геологические факторы, которые могли бы быть ответственными за эти вариации. К таким факторам относятся составы боковых пород, флюидов и интрузий, уровень среза и структурный контроль образования интрузий и минерализации. Особенно сильные отклонения от модели месторождения Сан-Мануэль — Каламазу [170] имеют место в том случае, когда связанные с рудой интрузии обладают кварц-диоритовым, а не кварц-монцонитовым составом.

В кварц-диоритовых интрузиях филлитизация иногда проявлена лишь незначительно или совсем отсутствует. Здесь она развилась позднее К-метасоматоза и пропилитизации, так же как и в кварц-монцонитовых интрузиях. При К-метасоматозе биотит доминирует над ортоклазом, что отражает более мафический характер породы данного типа. Местами вместе с К-содержащими фазами присутствует альбит, и в некоторых случаях он может быть ошибочно принят за К-полевой шпат. В отличие от серицита хлорит представляет собой второстепенный минерал и вместе с альбитом указывает на сочетание процессов К-метасоматоза и пропилитизации. Более интенсивная пропилитизация развивается по периферии зерен минералов (а также замещая их) в зоне К-метасоматоза и выражена превращением биотита в хлорит $\pm$ эпидот, хотя в целом К-метасоматоз не обязательно предшествует пропилитизации. Прожилки альбита и эпидота обычно связаны с пропилитизацией. В отдельных случаях высокая концентрация кальция в кварц-диоритовой вмещающей породе приводит к появлению в центральной зоне актинолита и (или) пироксена (Танама, Меде, Колоула, Гренайл). Сульфидная минерализация в этом типе интрузий приурочена либо к зоне К-метасоматоза, либо к зоне пропилитизации, либо к обеим вместе; отношение халькопирит/пирит близко к единице, и содержание гипогенной меди обычно достаточно высокое ($\geqslant 0{,}4\%$), и руды являются кондиционными даже при отсутствии процессов сульфидного обогащения. Другая разновидность сульфидных ассоциаций, характеризующихся присутствием пирротина с подчиненным развитием продуктов филлитизации, отмечается в некоторых медно-порфировых системах в кварц-диоритовых интрузиях района Каскадных гор [216, 97]. Однако есть сведения, что пирротин встречается также и в кварц-монцонитовой интрузии Мамут [154].

Нетипичные ассоциации продуктов изменения и зональность проявлены также в порфирах, которые обеднены кварцем; обычно это диоритовые разности, переходные к сиенитам. Холлистер [128] описал диоритовую модель для процессов изменения на медно-порфировых месторождениях, связанных с интрузиями, бедными SiO_2 (щелочной медно-порфировый тип, по Барру и др. [16]), и указал на многочисленные различия между этой моделью и моделью Лоуэлла и Гилберта [170]. Первоначально диоритовая модель возникла в связи с наблюдениями в Канадских Кордильерах и включала множество черт, аналогичных тем, которые были обнаружены в кварц-диоритовых интрузиях, описанных выше. Наиболее существенное сходство заключается в слабом развитии или отсутствии продуктов филлитизации и в обилии вторичных Mg-, Fe- и Ca-минералов. В зоне метасоматоза месторождений диоритового типа биотит обычно преобладает, а ортоклаз может совсем отсутствовать. Пропилитизация, выраженная ассоциацией хлорит + эпидот + + альбит + карбонат, развивается на периферии и является более поздней;

имеются признаки, указывающие на замещение этой ассоциацией внутренней зоны К-метасоматоза. В ряде случаев ранняя центральная зона биотитизации полностью замещается ассоциацией хлорит + ортоклаз. В таких месторождениях и зона К-метасоматоза, и пропилитовая зона могут содержать гипогенную Cu-минерализацию в виде халькопирита и борнита; содержание пирита в них значительно ниже, чем оно обычно бывает в кварц-монцонитовых интрузиях.

В зависимости от проницаемости пород и размера центральной интрузии латерально расположенные зоны изменения могут распространяться на некоторое расстояние в прилегающие боковые породы. Когда боковые породы и интрузии характеризуются сходным составом (как это имеет место на месторождении Сан-Мануэль — Каламазу), в пределах участка, сложенного породой постоянного состава, развитие ассоциаций находится в зависимости от изменений температуры и химизма флюида. Вторичные минералы в силикатных боковых породах могут быть очень близкими к минералам, возникающим в интрузиях. Аркозовые осадочные породы подвергаются К-метасоматозу, филлитизации и пропилитизации таким же образом, как и гранитоиды (Моренси, Глоб — Майами, Пало-Верде). Диоритовые интрузии, секущие андезит или базальт, вызывают развитие в последних ассоциации вторичных Ca-Mg-минералов (Пангуна, Бощекуль). В Карибском регионе низкая ступень зеленосланцевой фации метаморфизма регионально развита в третичных вулканических породах и интрузиях, которые почти все имеют кварц-диоритовый состав. В связи с этим пропилитизация охватывает все породы, и выделять различные типы изменений в данном случае исключительно трудно [128].

Месторождение Сьеррита предоставляет необычайно счастливую возможность изучить влияние химического состава силикатных боковых пород на минералогию процессов изменения. На этом месторождении кварц-монцонитовые и кварц-диоритовые породы, вмещающие интрузию кварц-монцонитового порфира, залегают также в контакте друг с другом. Прис и Бин (письменное сообщение, 1981) установили, что в то время как К-силикатные прожилки и соответствующее изменение развиты и в интрузивных, и во вмещающих кварцевых монцонитах, кварц-диоритовая порода также подверглась кратковременному процессу К-метасоматоза с образованием К-фаз, сопровождающихся альбитом, которые частично заместились минералами последующего процесса пропилитизации. Эта парагенетическая последовательность повторяется в виде нескольких генераций секущих жил в кварцевом диорите, указывающих на то, что в данном случае пропилитизация является не просто всеохватывающим регрессивным явлением.

Изменение карбонатных боковых пород. Наиболее контрастные вторичные ассоциации, образующиеся в боковых породах и порфире, возникают в том случае, когда вмещающие породы представлены известняком или доломитом. При таких обстоятельствах классические зоны К-метасоматоза и филлитизации ограничиваются периферическим скарном. Всестороннее изучение скарнов на медно-порфировых месторождениях юго-западной части Северной Америки, проведенное Эйнауди [79], выявило закономерную зональность и парагенетические соотношения, обусловленные силицификацией карбонатных боковых пород. Эйнауди показал, что изменение известняка начинается с развития мрамора, после чего образуется безводный тактит, который распространяется в сторону от интрузивного контакта, замещая мрамор. Гидротермальная минеральная зональность известково-силикатных скарнов выражена образованием вблизи интрузивного контакта зоны гранditовый гранат + диопсидовый пироксен (салит) ± эпидот ± магнетит, которая постепенно переходит через зону с доминирующим диопсидом (а местами волластонитом) в мрамор, располагающийся по периферии. Внутренние зоны вторгаются во внешние, что указывает на развитие и распространение

безводного тактита по направлению от интрузивного контакта в боковые породы. В большинстве месторождений халькопирит и пирит связаны с самой внутренней зоной гранатизации, а сфалерит и менее значительные выделения халькопирита и борнита приурочены к внешней зоне. Однако на месторождении Мишен наибольшая концентрация медной минерализации приурочена к контакту скарна с мрамором. Безводные тактиты обычно пересекаются и до некоторой степени замещаются жилами, сложенными более поздней ассоциацией кварц + карбонат + магнетит + гематит + пирит и имеющими оторочки, которые образованы одним или несколькими минералами водного тактита, включая тремолит — актинолит, хлорит, эпидот и нонтронит. На некоторых месторождениях (Санта-Рита, Силвер-Белл, Или и Лейкшор) такие жилы содержат богатую медную минерализацию. На незначительном числе месторождений (Кристмас, Гейлор-Крик, Стар-Маунтинс, Папуа — Новая Гвинея) безводный эндоскарн (сложенный главным образом эпидотом) имеет мощность от нескольких сантиметров до нескольких метров и может содержать убогую медную минерализацию. Однако, как правило, в медно-порфировых системах эндоскарны отсутствуют, наоборот, минерализованные скарны с компонентами эндоскарна не ассоциируются с минерализованными интрузиями.

По доломитовым боковым породам обычно развивается ранний богатый магнием безводный скарн, состоящий из диопсида и форстерита; он предшествует образованию прожилков водных минералов, таких, как тальк и серпентин (Силвер-Белл, Туин-Бьюттс). По осадочным породам, содержащим и карбонатные, и обломочные силикатные минералы, часто развивается метаморфический тактит (волластонит, диопсид, эпидот, гроссуляр), и это происходит до их замещения безводным метасоматическим тактитом (андрадит) или изменения под действием К-метасоматоза, который типичен для магматических пород и аркозовых отложений (Туин-Бьюттс, Мишен, Гаспе); сульфидная минерализация может ассоциироваться или с безводным тактитом, или с более поздними водными минералами. Известково-силикатные минералы могут также развиваться вдоль контакта между чистыми известняками и осадочными силикатными породами в результате локальной миграции кальция и кремния от соответствующего источника в контактирующие породы.

Корреляция между ассоциациями, возникающими при изменении в интрузивных и карбонатных боковых породах, была проведена на небольшом числе месторождений. В Бингеме Эйнауди [79] параллелизовал биотитизацию штока с образованием тремолита в прилегающем тактите на основании соотношения новообразованных минералов с пересекающими контакт жилами. Сходным образом на месторождениях Санта-Рита [199], Или [136] и Силвер-Белл [99] К-метасоматиты в гранодиоритовом порфире коррелируются с актинолитсодержащим безводным тактитом в карбонатных боковых породах. Эйнауди, Нильсен и Джеймс связывают развитие водного тактита с филлитизацией в примыкающих интрузиях. Согласно Эйнауди (в печати), на верхних горизонтах месторождения Бингем поздним стадиям развития водного тактита соответствует свинцово-цинковая минерализация и выделение минералов мышьяка, таких, как теннантит и арсенопирит. На месторождении Или Фурнье [90] и Бауэр и др. [18] обнаружили внутри минерализованного порфира переход в вертикальном направлении от зоны К-метасоматоза к зоне филлитизации, а Джеймс [136] параллелизовал этот переход со сменой снизу вверх безводного скарна силицифицированными карбонатными боковыми породами. Развитие актинолитовых прожилков в безводном скарне на месторождении Или коррелируется с биотитизацией в штоке. Этот актинолит пересекается еще более молодыми «глинисто-сульфидными» жилами (кварц + + кальцит + сульфиды + магнетит с оторочками, представленными ассо-

циацией кварц + магнетит + актинолит ± нонтронит), которые Эйнауди [79] считает одновременными со сменой К-метасоматоза филлитизацией в штоке. Более широкое обсуждение природы тактитовых минералов, процессов силицификации и изменения интрузий на месторождениях медно-порфирового типа проведено Эйнауди [79].

Изменение пород кровли. Сведения, полученные в результате бурения и проходки горных выработок на медно-порфировых месторождениях, изучения системы Сан-Мануэль — Каламазу [168], а также в связи с реконструкцией геологических колонок [135], 253, 207], говорят о том, что медно-порфировые системы имеют вертикальную протяженность порядка нескольких километров, при этом кровля порфиров в момент их внедрения находилась на небольших глубинах (от 1 до 2 км). Природа изменения дорудных перекрывающих пород представляет значительный интерес при разведке не выходящей на поверхность минерализации. Доинтрузивные породы кровли могут отличаться от боковых пород, вмещающих порфиры. Однако в некоторых системах могли доминировать комагматические вулканические породы. На ряде месторождений гипогенная минерализация этих перекрывающих пород предположительно оценивается по интенсивности супергенного обогащения, которое не может быть объяснено выщелачиванием гипогенной меди из толщи перекрывающих пород, характеризующихся такой же убогой минерализацией, что и нижележащая интрузия.

Лоуэлл и Гилберт [170] условно замкнули зоны изменения над верхней частью центральной зоны К-метасоматоза, предположив, что зональность в распространении силикатных минералов по вертикали такая же, как и по латерали. Подобная вертикальная зональность была обнаружена Фурнье [90] и Бауэром и др. [18], которые выявили на месторождении Или переход от К-метасоматоза к филлитизации. Густафсон и Хант [105] описали еще более сложный характер изменения дорудной кровли на месторождении Эль-Сальвадор. Там ранняя пропилитизация (хлорит + эпидот) венчает центральную и более глубокую К-силикатную зону (ортоклаз + биотит), содержащую ангидрит и халькопирит-пиритовую минерализацию. Выделяется последующая стадия филлитизации, во время которой в данной системе происходило наложение сначала серицита, хлорита и пирита, а затем серицита, кварца и пирита на породы, подвергшиеся пропилитизации и К-метасоматозу соответственно на верхних и нижних горизонтах. В более позднее время вместе с серицитом и одновременно с борнитом, пиритом, теннантитом и энаргитом образовывались андалузит и в небольших количествах пирофиллит, диаспор и алунит. Самая поздняя гидротермальная активность распространялась далеко за пределы последней порфировой интрузии и привела к широкому развитию аргиллизации в более ранних интрузивных и вулканических породах. Подобные изменения, включавшие образование гематита и местами халькопирита и пирита, отмечаются в риолитовых вулканических породах апикальной части интрузий в Томбули и Томбулилато [167]. На месторождениях верхнего уровня в Центральном Казахстане (в том числе на Коунраде) отмечается широкое развитие серицитизации и прогрессивной аргиллизации, одновременных с халькопиритовой и пиритовой минерализацией [161]; вслед за этими изменениями произошло отложение небольших количеств энаргита, теннантита, галенита и сфалерита [153].

Данные, приведенные Густафсоном и Хантом [105] и другими цитированными здесь авторами, были получены в результате изучения главным образом верхних частей интрузий, а не пород дорудной кровли. Хотя эти данные могут быть вполне обоснованно экстраполированы на участки кровли, по-видимому, наиболее убедительная документация изменений в доинтрузивной кровле была произведена на перспективном участке Ред-Маунтин (Аризона) [63]. Здесь, видимо, хорошо сохранились следы главной стадии медно-

порфирового изменения благодаря тому, что на глубине отсутствуют интенсивная поздняя стадия филлитизации и широко проявленная в других местах аргиллизация. Информация, полученная при бурении [63, 30], свидетельствует о последовательной смене с глубиной умеренной аргиллизации (каолинит, монтмориллонит, алунит, аморфный кремнезем, теннантит, энаргит и пирит) филлитизацией, а затем К-метасоматозом, а также о снижении содержания сульфидов и величины отношения пирит/халькопирит. Сведения о подсечении буровыми скважинами центральной интрузии в Ред-Маунтин отсутствуют; предполагают, что порфир существует на глубине. Если это так, то зона К-метасоматоза находится над ним и распространяется в дорудные вулканические породы.

Сульфидно-силикатные ассоциации. Многие исследователи указывают на пространственные соотношения сульфидной минерализации с определенными зонами изменения в широком масштабе. Чаще всего она коррелируется с биотитизацией (например, на месторождениях Бингем [43], Багдад [7], Мамут [154], Браден [43] и Тейсан [286]). Согласно модели процессов изменения и минерализации Лоуэлла и Гилберта (рис. 21), гипогенная медная минерализация приурочена к внешним частям зоны К-метасоматоза, примыкающей к зоне филлитизации. С внешней стороны от границы зон К-метасоматоза и филлитизации сульфидных минеральных выделений становится больше, но представлены они почти исключительно пиритом.

Исследования конкретных медно-порфировых месторождений показывают, что минерализация может сочетаться буквально с любыми ассоциациями, возникшими в результате любых процессов изменения, и минеральными прожилками. В ряде мест халькопиритовая минерализация концентрируется в основном в пределах филлитизированных участков (Белл, Британская Колумбия; Коунрад и некоторые среднеазиатские месторождения СССР; ряд месторождений Аляски; Бор, Югославия), но в некоторых случаях остается неясным, имеет ли это изменение гипогенное или супергенное происхождение. Аргиллизация на медно-порфировых месторождениях чаще всего рассматривается как супергенный процесс, так как она ассоциируется с халькозином зоны вторичного обогащения, но изучение стабильных изотопов [263] показывает, что глинистые минералы или серицит и связанные с ними сульфиды образуются также и при гипогенных процессах. На ряде месторождений в диоритовых интрузиях и боковых породах, где филлитизация в основном отсутствует, большая часть минерализации ассоциируется с пропилитизацией (Сьеррита — Эсперанса, Ингербелл — Коппер-Маунтин, Эль-Арко). Хотя ядерные части большинства медно-порфировых месторождений несут убогое оруденение или вообще пусты [170], в некоторых случаях они содержат борнит-молибденитовую минерализацию (например, Бингем, Бьютт) и богатую концентрацию сульфидов в кварцевых линзах и жилах (Йандера, Майданпек). Хатчинсон и Ходдер [133] предположили, что месторождения с богатой массивной рудой в ядре и прожилковой минерализацией по периферии могут быть переходными между колчеданным и медно-порфировым типами месторождений, являющимися конечными членами ряда. Несмотря на разнообразие упомянутых здесь жильных минералов, находящихся вместе с медной минерализацией в интрузивных породах, все же самой обычной на медно-порфировых месторождениях является ассоциация халькопирита с продуктами К-метасоматоза, среди которых более характерен минерал биотит.

Жилы среди аргиллизированной породы в апикальных частях медно-порфировых систем могут содержать халькопирит и пирит, а иногда и борнит, которые обычно сопровождаются сульфосолями (энаргитом, теннантитом, тетраэдритом), как это имеет место на месторождениях Бьютт, Эль-Сальвадор, Ред-Маунтин (Аризона), Томбули и Томбулилато (северное Сулавеси), а также в Кафане и Кедабеке (Малый Кавказ) [161]. Бримхолл [34] и Густафсон

и Хант [105] указывают, что такая минерализация на первых двух месторождениях из перечисленных выше возникла в результате ремобилизации ранее отложенного халькопирита под действием поздних флюидов метеорного происхождения. Аналогичный тип обогащения в виде жил, содержащих кальцит ± цеолиты и монтмориллонит, отмечается на месторождении Йандера и, возможно, Сьеррита ([273]; Абрамсон, персональное сообщение, 1979).

При обсуждении геологических особенностей, наблюдаемых на различных уровнях среза медно-порфировых систем Чили и Аргентины, Силлитое [253] пришел к выводу, что периферическая Pb-Zn-минерализация, описанная Лоуэллом и Гилбертом [170] и хорошо проявленная на месторождении Бьютт [184], характерна для высоких горизонтов дорудной кровли, сложенной вулканическим материалом, сингенетичным залегающим на глубине интрузивным порфирам. Он предположил, что эта эпитермальная минерализация сопровождается силицификацией, прогрессивной аргиллизацией и пропилитизацией внутри вулканического конуса и что самая верхняя зона содержит самородную серу, пирит и, возможно, ковеллин. Однако экстраполяция таких особенностей в верхнюю часть медно-порфировых систем носит спекулятивный характер, поскольку Силлитое не сообщает факты, которые подтверждали бы наличие погребенной минерализации медно-порфирового типа на глубине.

При описании медно-порфировых месторождений скарнового типа Эйнауди [79] приводит многочисленные примеры оруденения, сопровождаемого безводной силицификацией или образованием поздних кварц-кальцит-гематит-хлоритовых прожилков, связанных с превращением породы в водный тактит. В некоторых случаях последний процесс происходит параллельно с ремобилизацией ранних сульфидов в связи с аргиллизацией силикатных пород. И лишь в редких случаях сульфидные минералы на медно-порфировых месторождениях находятся среди эндоскарнов.

Пространственная ассоциация силикатов и сульфидов не обязательно указывает на их временну́ю и генетическую связь. Иногда кварцевые жилы, содержащие сульфиды, пересекают породы без видимых признаков химического неравновесия между заполнявшими жилы флюидами и минералами боковых пород. В таких случаях сульфиды в жилах почти несомненно откладывались в результате снижения температуры, однако их временно́е соотношение с процессом изменения боковой породы остается неясным. В подавляющем числе случаев сульфидные минералы находятся внутри или вблизи жил, имеющих измененные оторочки, которые свидетельствуют о различной степени химической неравновесности между гидротермальными флюидами и силикатами боковых пород. Сульфидная минерализация конкретных месторождений, представленная халькопиритом, борнитом или молибденитом, приурочена к определенным типам прожилкового изменения пород. Так, даже несмотря на то, что на многих месторождениях могут быть выявлены сложные и изменчивые жильные парагенезисы, отложение сульфидов в пределах месторождения обычно ограничено определенным интервалом или несколькими интервалами и в основном связано с одним или двумя характерными типами процессов изменения.

Устойчивые соотношения минералов

Характер минералов и минеральных ассоциаций, возникающих в процессе изменения, зависит от минерального состава вмещающей породы, температуры и давления, влияние которых эта порода испытывала, а также от состава гидротермального флюида, с которым она взаимодействовала. Параметры гидротермального флюида контролировались теми источниками,

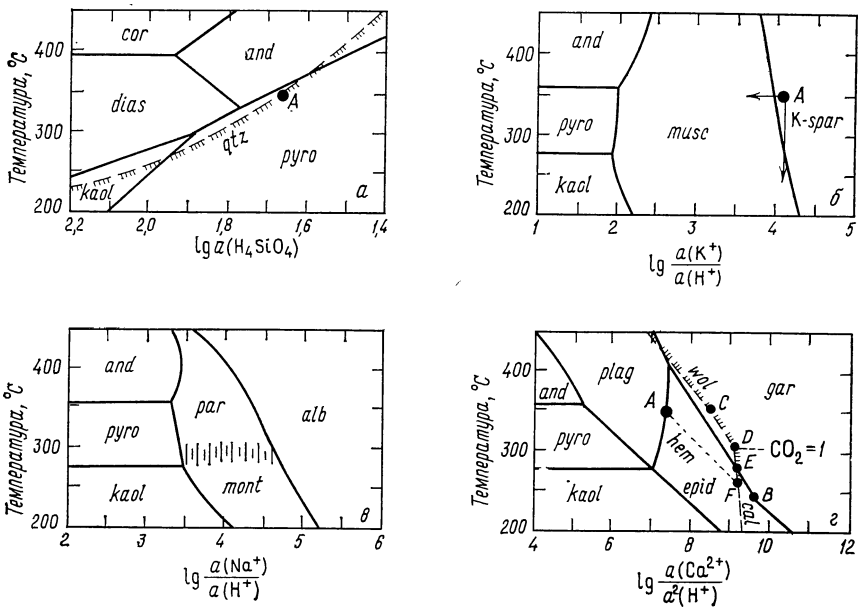


Рис. 22. Соотношения стабильности силикатных минералов как функция температуры и состава сосуществующих водных фаз при давлении 500 бар. Представлены различные составы растворов, сохраняющие Al в твердой фазе. Диаграммы рассчитаны с использованием термодинамических данных, заимствованных у Хелгесона и др. [115], за исключением особо оговоренных случаев. Сокращенные названия минералов см. в словаре в конце статьи. Приведены следующие вариации составов: *а* — $a(H_4SiO_4)$; пунктир со штрихами — линия насыщения кварцем (по Хемли и др. [120]). *б* — $a(K^+)/a(H^+)$ при насыщении кварцем; назначение стрелок объяснено в тексте. *в* — $a(Na^+)/a(H^+)$ при насыщении кварцем; граница между парагонитом и Na-монтмориллонитом не определена [189]. *г* — $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$ при насыщении кварцем; пунктир со штрихами — линия насыщения водной фазы волластонитом и кальцитом при $a(CO_2) = 1$; плагиоклаз An_{15}, $a(An) = 0{,}2$; эпидот $Ca_2Al_2(Al_{0,1}Fe_{0,9})Si_3O_{12}(OH)$; активности цоизита и сосуществующего граната приведены по Берду (персональное сообщение, 1979); короткий пунктир соответствует границе состава раствора, насыщенного гематитом (см. текст); гранат $Ca_3(Al_{0,3}Fe_{0,7})_2Si_3O_{12}$; $a(Gr) = 0{,}5$. Буквы *C*, *D*, *E* и *F* трассируют путь, которому соответствует последовательность образования минералов при охлаждении флюида, первоначально равновесного с гранатом, как об этом говорится в тексте.

которые его порождали, и природой пород, через которые этот флюид проходил. Таким образом, термальная и химическая характеристика гидротермального флюида в пространстве и во времени является сложной функцией пути, по которому он следовал [205, 206, 207, 209]. Всевозможные изменения условий контролируют состав вторичных минералов, которые формируются в медно-порфировой системе в различных местах и в разное время.

В следующем разделе дается краткий обзор соотношений стабильности минералов в зависимости от температуры и состава гидротермального флюида. Давление является дополнительной переменной величиной, которая влияет на стабильность минералов, однако в эпизональной обстановке формирования медно-порфирового оруденения колебания давления не столь велики, чтобы они могли существенно сказываться на устойчивости минералов. Экспериментальных исследований, предпринятых для выяснения соотношений устойчивости в гидротермальных растворах переменного состава, было немного, кроме того, их возможности довольно ограниченны; однако сейчас становятся доступными термодинамические данные, которые позволяют рассчитать соотношения стабильности минералов, пока еще экспериментально не изученные [234, 115]. В результате расчетов получают отношение катион/актив-

ность водородных ионов для водных флюидов, которое пропорционально отношению концентраций при температурах около 300 °С.

Влияние температуры на устойчивость гидротермальных минералов. Недавно опубликованные экспериментальные данные [120] характеризуют изобарические стабильные соотношения минералов в системе Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O как функцию температуры и концентрации растворенной кремнекислоты (рис. 22, *а*). На рисунке показаны пределы устойчивости каолинита, пирофиллита и андалузита при прогрессивно повышающихся температурах во флюидах, равновесных по отношению к кварцу (пунктирная линия). Расчеты растворимости минералов показывают, что при насыщенности кварцем алюминий в существенной степени инертен по сравнению со щелочноземельными (Mg^{2+}, Ca^{2+} и т. д.) и щелочными металлами (Na^+, K^+ и т. д.) и что, следовательно, он может сохраняться в твердом состоянии в метасоматической обстановке, в частности в кислой среде.

Экспериментально определены соотношения устойчивости минералов в системе K_2O — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O [116, 117, 246, 189]. Авторы перечисленных работ изучили условия равновесия раствор — минерал в координатах температура — давление — отношение концентраций KCl/HCl или отношение активностей $a(K^+)/a(H^+)$ в водном растворе, насыщенном кварцем. Результаты экспериментальных исследований при 1 кбар отражены на рис. 22, *б*. Диаграмма показывает, что К-полевой шпат, мусковит и алюмосиликаты последовательно становятся устойчивыми с падением температуры и уменьшением отношения $a(K^+)/a(H^+)$ в гидротермальном флюиде. Стабильность минералов в системе Na_2O — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O также достаточно правильно определена экспериментально как функция температуры и отношения концентраций NaCl/HCl во флюиде, насыщенном кварцем [119, 189]. Эти соотношения устойчивости, показанные на рис. 22, *в*, геометрически сходны с соотношениями в системе с K_2O, поскольку парагонит и альбит являются натриевыми аналогами мусковита и К-полевого шпата соответственно. Различия между этими двумя системами возникают при температуре ниже 300 °С. В Na_2O-системе Na-монтмориллонит замещает парагонит в качестве промежуточной фазы [189].

Фазовые отношения в системе CaO — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O достаточно полно изучены как функция температуры и давления H_2O при изохимических (метаморфических) условиях, однако экспериментов, позволявших учитывать отношение концентраций $CaCl_2$/HCl в водной фазе, было немного [119, 122]. Соотношения устойчивости минералов можно рассчитать с использованием термодинамических данных, приведенных в работах Берда и Хелгесона [27, 28]; однако состав водной фазы может быть определен только с помощью $a(Ca^{2+})/a(H^+)$, поскольку данные по ассоциации ионов для кальция в хлоридных растворах сейчас отсутствуют. Рис. 22, *г* отображает расчетные соотношения устойчивых фаз в этой системе, модифицированной с учетом твердого раствора в плагиоклазе (An_{15}), эпидоте (Clz_{10}) и гранате (Gr_{30}), как это было определено из анализов силикатных пород медно-порфировых месторождений юго-западной части Северной Америки [86, 158, 79]. На рисунке показаны поля стабильности натриевого плагиоклаза и эпидота пропилитовой ассоциации, которые существуют при средних значениях $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$. Положение поля устойчивости граната сравнимо с положением поля щелочных полевых шпатов. Поле устойчивости Са-монтмориллонита должно было бы пересекать границу между полями эпидота и плагиоклаза, но оно не может быть точно установлено из-за отсутствия экспериментальных и термодинамических данных, а также сведений о составах. При концентрациях растворенной кремнекислоты, превышающих величины, необходимые для насыщения кварцем, кальциевые цеолиты (вайракит, ломонтит, шабазит и др.) стабильны вдоль границы между эпидотом и каолинитом (фактически пиро-

филлитом при столь высоких концентрациях кремнекислоты), показанной на рис. 22, *г* [29]. Пунктирная линия на рис. 22, *г* обозначает верхний предел $a(Ca^{2+})/a(H^+)$, существующий при насыщении раствора кальцитом при $a(CO_2) \approx P_{CO_2} = 1$ при низкой температуре и волластонитом в присутствии кварца при температуре выше ~300 °С. Наконец, согласно реакции, определяющей внутреннее равновесие в эпидотовом твердом растворе, который имеет состав, показанный на рис. 22, *г*, нижний предел отношения $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$ соответствует отношению $a(Fe^{3+})/a^3(H^+)$ при насыщении гематитом [27]. Таким образом, точечная линия показывает минимальные значения $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$ при фиксированном давлении CO_2. Эти две границы ограничивают область (для данного состава эпидота), которая на рис. 22, *г* выклинивается примерно на уровне 255 °С. Эта область протягивается в сторону более низких температур при повышении содержания железа в эпидоте и при уменьшении давления CO_2, которое повышает насыщение кальцитом в условиях более высокого отношения $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$.

Изотермальные взаимосвязи катионов. Гидротермальные измерения влекут за собой перемещение и реакционные взаимодействия разнообразных катионов. Таким образом, соотношения устойчивости минералов, показанные на рис. 22, *а* — *г*, не могут быть самостоятельно использованы для получения исчерпывающей картины изменяющейся во времени и пространстве обстановки, обусловливающей возникновение различных ассоциаций вторичных минералов. Соотношения стабильности минералов, изображенные на рис. 22, *а* — *г*, можно модифицировать для того, чтобы показать совместное влияние различных пар катионов при определенной температуре. Рис. 23, *а* совмещает Na- и K-системы при 350 °С и связывает границу равновесия K-полевой шпат + альбит с отношением $a(K^+)/a(Na^+)$ в водной фазе. Подобным же образом на рис. 23, *б* комбинируются калиевая и кальциевая системы при температуре 350 °С; здесь учитывается твердый раствор натрия в плагиоклазе и железа в эпидоте и гранате, как об этом говорилось ранее.

Добавление MgO в систему K_2O — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O ведет к появлению особенности, которая отсутствует в K_2O — Na_2O- и K_2O — CaO-аналогах, а именно к образованию смешанно-катионной фазы — флогопита. В системе K_2O — MgO важнейшей реакцией, связанной с процессом изменения на медно-порфировых месторождениях, является следующая:

$$3\ \text{хлорит} + 8\text{K-полевой шпат} = 5\ \text{биотит} + 3\ \text{мусковит} + 9\ \text{кварц} + 4H_2O.$$

Эта реакция была изучена Гошеком [131], который определил, что дегидратация (а следовательно, стабильность пары биотит + мусковит) имеет место при температуре выше 375 °С при давлении 3 кбар. Однако на медно-порфировых месторождениях как для биотита, так и для хлорита очень характерны твердые растворы, что в значительной мере может сместить кривые дегидратации. Термодинамические данные для хлорита в настоящее время недостаточно точны, чтобы можно было провести моновариантную кривую дегидратации для вышеприведенной реакции. Если бы мы получили эту кривую, можно было бы с уверенностью судить о температуре образования медно-порфировых месторождений. На рис. 23, *в* схематически показаны соотношения гидротермальных фаз, представленных K-полевым шпатом, биотитом, мусковитом, хлоритом и кварцем при 350 °С, находящиеся в соответствии с петрологическими данными, данными о газово-жидких включениях и составе измененных пород на медно-порфировых месторождениях. При более низких температурах или более высоких содержаниях Fe в хлорите и биотите K-полевой шпат и хлорит остаются сосуществующими. Биотит и мусковит сосуществуют при высоких температурах в присутствии или K-полевого шпата, или хлорита. На рисунке также показана поверхность насыщения для талька, который

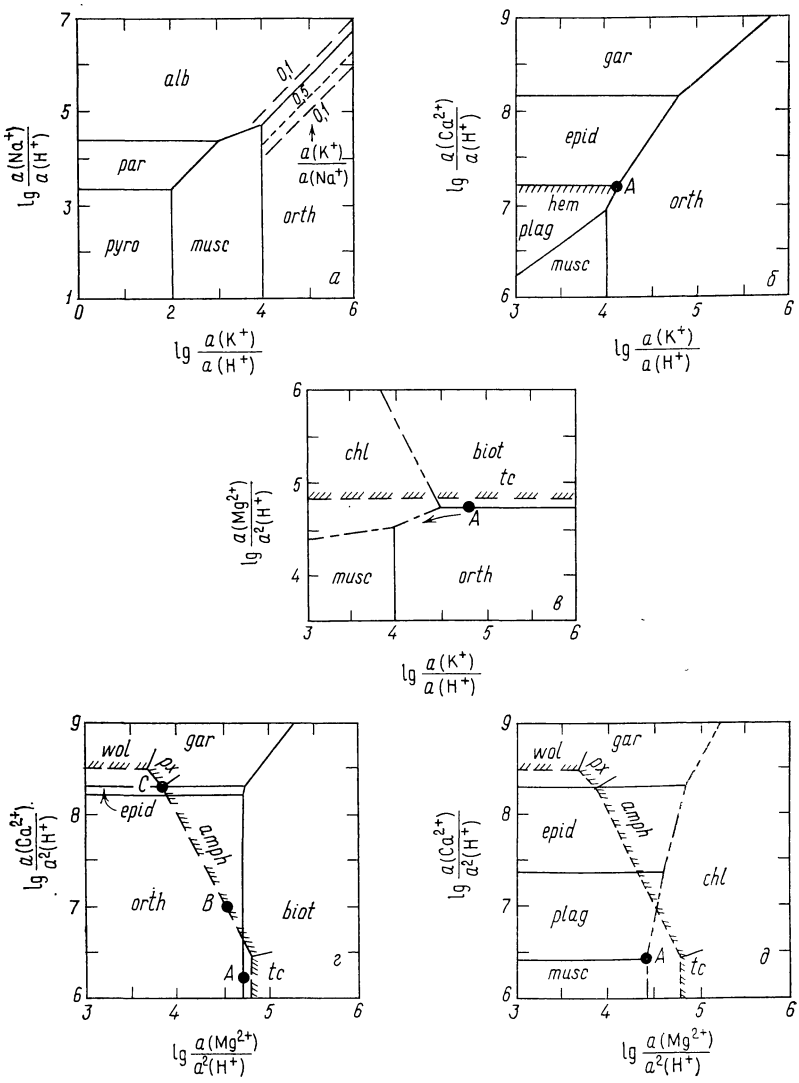


Рис. 23. Диаграммы активность — активность, отображающие устойчивость минералов при 350 °С, давлении 500 бар и насыщении кварцем. Алюминий сосредоточен в твердом веществе. Диаграммы рассчитаны с использованием термодинамических данных, приведенных Хелгесоном и др. [115], за исключением особо оговоренных случаев. Приводятся следующие пары отношений щелочной катион/водород: *а* — $a(K^+)/a(H^+)$ и $a(Na^+)/a(H^+)$; пунктирные линии показывают отношение $a(K^+)/a(Na^+)$ раствора; короткий пунктир соответствует 1,0. *б* — $a(K^+)/a(H^+)$ и $a(Ca^{2+})/a(H^+)$; влияние твердых растворов такое же, как это описано при рассмотрении рис. 22, *г*; насыщение гематитом происходит на границе эпидот — плагиоклаз (см. текст и объяснение к рис. 22, *г*). *в* — $a(K^+)/a(H^+)$ и $a(Mg^{2+})/a^2(H^+)$; поле устойчивости хлорита показано схематически на основании сосуществования с К-полевым шпатом при 350 °С, о чем говорится в тексте; пунктир со штрихами — линия насыщения тальком; биотит: $K(Mg_{0,65}Fe^{2+}_{0,32}Fe^{3+}_{0,03})AlSi_3O_{10}(OH)_2$; активность вычислена с использованием данных Бина ([20] и неопубликованные данные); в природных условиях $(Mg/Fe)_{chl} \approx (Mg/Fe)_{biot} \approx 1{,}5 \div 3{,}0$. *г* — $a(Mg^{2+})/a^2(H^+)$ и $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$ при $a(K^+)/a(H^+) = 10^{4,75}$; влияние твердых растворов граната, эпидота и биотита такое же, как было описано для рис. 22, *г* и 23, *в*; отдельные отрезки пунктирной линии со штрихами показывают границы насыщения волластонитом, салитом, тремолитом и тальком; пироксен $Ca(Mg_{0,8}Fe_{0,2})Si_2O_6$; $a(di) = 0{,}2$; амфибол $Ca_2(Mg_{0,5}Fe_{0,5})_5Si_8O_{22}(OH)_2$; $a(tr) = 0{,}03$, идеальные условия для смесимости. *д* — $a(Mg^{2+})/a^2(H^+)$ и $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$ при $a(K^+)/a(H^+) = 10^{3,25}$; влияние твердых растворов такое же, как и для рис. 23, *г*, поле стабильности хлорита показано так же, как на рис. 23, *в*.

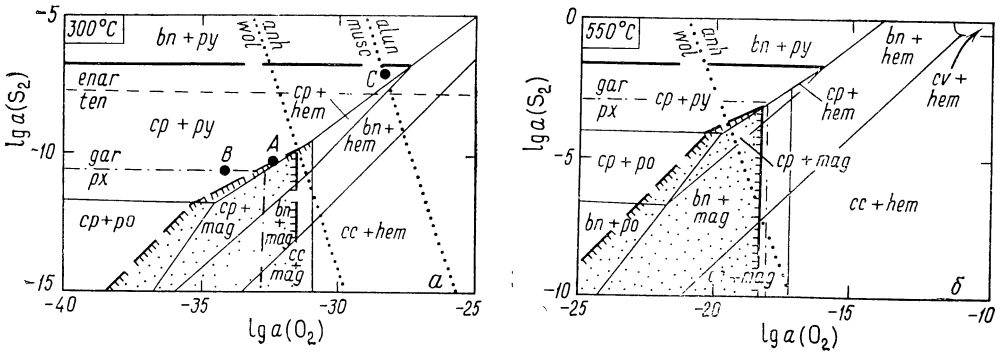


Рис. 24. Соотношения устойчивости сульфидных и силикатных фаз как функция $a(S_2)$ и $a(O_2)$ при 300 °С (*а*) и 550 °С (*б*). Сокращения обозначений минералов см. в словаре в конце статьи. Минералы железа присутствуют в избытке. Расчет проводился с использованием термодинамических данных Хелгесона и др. [115]. Сплошные линии определяют поля стабильности окислов и сульфидов железа и меди. Точечными линиями показаны границы устойчивости алунит — мусковит (300 °С) и ангидрит — волластонит (300 и 550 °С). Площадь с точечным крапом соответствует стабильности биотита относительно ассоциации К-полевого шпата с окислами или сульфидами железа; активность биотита такая же, как и на рис. 23, *в* независимо от температуры [20]. Пунктир с точкой — граница равновесия пироксен — гранат (+ окиси или сульфиды железа) при той же активности, что и на рис. 23, *г*.

должен вытесняться биотитом с образованием сосуществующих минералов, типичных для К-метасоматоза.

Последняя пара комбинированных диаграмм составлена для 350 °С с использованием отношений $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$ и $a(Mg^{2+})/a^2(H^+)$, отражающих изменение состава. На рис. 23, *г* отражены условия, отвечающие сравнительно высоким значениям отношения $a(K^+)/a(H^+)$, при которых К-полевой шпат и биотит стабильны; рис. 23, *д* отвечает низким значениям $a(K^+)/a(H^+)$, при которых мусковит устойчив относительно К-полевого шпата (см. рис. 23, *в*). Как уже отмечалось выше, поле стабильности хлорита условно изображено на основании наблюдения сосуществующих минералов в образцах с медно-порфировых месторождений. Учтено влияние твердых растворов в эпидоте, гранате, плагиоклазе, биотите и (условно) в хлорите. Границы состава растворов на этой диаграмме установлены по насыщению волластонитом, салитом (Di_{80}), актинолитом (Tr_{50}) и тальком в равновесии с кварцем.

Влияние кислорода и серы. Стабильность сульфидных минералов и взаимоотношения среди сульфидных, окисных и силикатных фаз могут быть выражены как функция активностей летучих компонентов (O_2 и S_2) [125, 126]. Расчетная устойчивость минералов в системе Cu — Fe — S_2 — O_2 при 300 и 550 °С показана на рис. 24, *а*, *б* как функция $a(O_2)$ и $a(S_2)$ соответственно. Эти диаграммы построены на основе стехиометрических составов твердых веществ и без учета влияния давления, минимальные значения которого равны и ниже 1 кбар. Устойчивость халькопирита и борнита рассчитана, исходя из избытка железа (в пирите или пирротине) по отношению к меди, как это обычно бывает в природных условиях. Прерывистые линии со штрихами на диаграммах показывают условия, при которых биотит, имеющий состав, типичный для медно-порфировых месторождений (рис. 23, *в*), находится в равновесии с К-полевым шпатом и соответствующим стабильным сульфидом или окислом железа. Показаны также границы полей волластонит + ангидрит + кварц, гранат (Fe_{70}) + пироксен (Fe_{20}) + кварц, мусковит + алунит + кварц и энаргит + теннантит (только при 300 °С). Высокотемпературные условия (550 °С) соответствуют верхней границе минерализации медно-

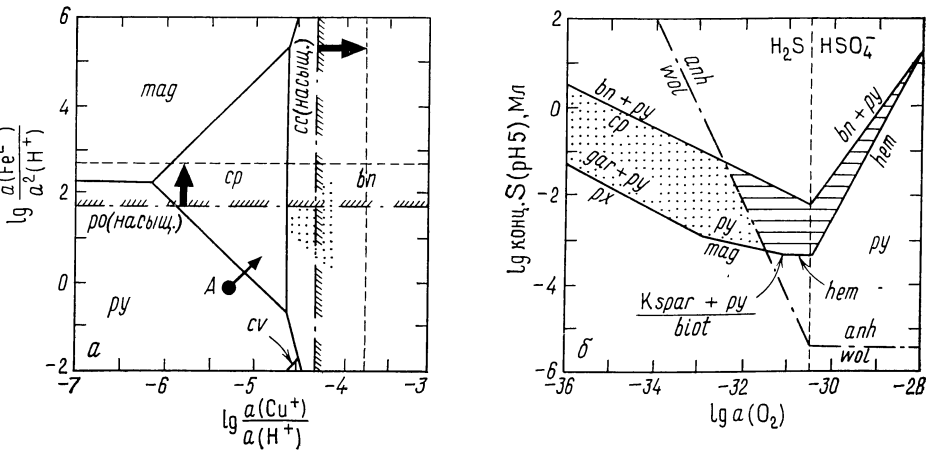


Рис. 25. Соотношения устойчивости окислов и сульфидов железа и меди при 300 °С в присутствии водной фазы. Сокращения обозначений минералов см. в словаре в конце статьи. Расчет проводился с использованием термодинамических данных Хелгесона и др. [115] и Хелгесона [111]. *а* — $a(Cu^+)/a(H^+)$ — $a(Fe^{2+})/a^2(H^+)$; сплошные линии — $a(H_2S) = 10^{-2}$, площадь с точечным крапом — поле стабильности халькопирита при $a(H_2S) = 10^{-3}$; пунктирные линии со штриховкой означают насыщение пирротином и халькозином при более высоком значении $a(H_2S)$, а пунктирные линии — при более низком, стрелки показывают смещение при увеличении $a(H_2S)$. *б* — $a(O_2)$ — общая концентрация растворенной серы при pH = 5 в 3 Мл растворе NaCl; горизонтальной штриховкой обозначено поле халькопирит + пирит для ассоциации К-полевой шпат + ангидрит + пирит, точечный крап показывает поле халькопирит + пирит для безводно-тактитовой ассоциации, содержащей гранат (Ad_{70}) + волластонит + пирит. Короткий пунктир — граница между растворами с преобладанием сульфидов и сульфатов; пунктир с точкой — граница равновесия ангидрит — волластонит; $a(K^+) = 10^{-1}$ выбрана, чтобы стабилизировать К-полевой шпат относительно мусковита.

порфирового типа, выше которой халькопирит нестехиометричен, а ассоциация борнит + пирит неустойчива по отношению к этому твердому раствору халькопирита с расплавом серы [17]. Диаграммы показывают, что повышающаяся температура сдвигает соотношения стабильности в сторону более высокой активности O_2 и S_2, однако при этом совместимость минералов существенно не меняется.

Соотношения стабильности сульфидных и силикатных минералов могут быть выражены через состав раствора, что позволяет разобраться в процессах изменения, которые влияют на минеральные ассоциации медно-порфировых месторождений, содержащие сульфиды [112]. Рис. 25, *а* показывает соотношения между некоторыми минералами в координатах отношений активностей ионов $a(Cu^+)/a(H^+)$ и $a(Fe^{2+})/a^2(H^+)$ при 300 °С и $a(H_2S) = 10^{-2,0}$. Область, покрытая крапом на диаграмме, характеризуется значительным снижением устойчивости халькопирита, когда $a(H_2S)$ снижается до $10^{-3,0}$. На этой диаграмме размер поля устойчивости халькопирита относительно других сульфидов и магнетита находится в обратной зависимости от температуры, но расширяется с увеличением $a(H_2S)$. Появление вместо пирита халькопирита при данной температуре, по-видимому, обусловлено повышением величин $a(H_2S)$, $a(Cu^+)/a(H^+)$ и $a(Fe^{2+})/a^2(H^+)$ (начиная от точки *A*, рис. 25, *а*). Рис. 25, *б*, который похож на рис. 25, *а*, указывает на дополнительное влияние активности кислорода и общей растворенной серы в 3 Мл растворе NaCl, характеризующемся pH = 5 при 300 °С. Покрытая крапом площадь на этой диаграмме соответствует области, в пределах которой халькопирит и пирит совместимы. При более высокой температуре заштрихованная область смещается в сторону более высоких концентраций полностью растворенной серы.

Интерпретация ассоциаций, возникающих в процессе изменения. Гидротермальные изменения, связанные с медно-порфировой минерализацией, характеризуются сложным и временами озадачивающим разнообразием минералов и минеральных ассоциаций. Среди вторичных ассоциаций, описанных на многих рудопроявлениях, имеются такие, которые не были отмечены в работах Лоуэлла и Гилберта [170], Роза [238] и Холлистера [128]. Многие ассоциации вторичных минералов содержат не одну фазу, а большее их число. Соотношения устойчивости минералов, рассмотренные выше, имеют большое значение при выяснении условий изменения и, в частности, при определении природы и важности многих видов изменения, которые в возрастающем количестве распознаются на различных месторождениях. В процессе дальнейшего изложения разнообразные вторичные ассоциации, наблюдаемые на медно-порфировых месторождениях, будут интерпретироваться с учетом установленных выше соотношений стабильности минералов. Обычно будут делаться ссылки на рис. 23, однако следует отметить, что, хотя температура 350 °С сравнима с установленными температурами формирования многих месторождений, дальнейшее рассмотрение температуры как переменной величины при построении диаграмм требует дополнительной координаты, с учетом которой и должна проводиться интерпретация соотношений устойчивости минералов.

Обычная ассоциация ортоклаз + биотит равновесна с растворами, обладающими относительно высокими величинами $a(K^+)/a(H^+)$ (рис. 23, *в*, точка *A*). Зона К-метасоматоза в большинстве кварц-моноцитовых и в некоторых диоритовых интрузиях содержит эти фазы; различия в их относительных количествах обычно можно приписать первоначальному содержанию (Mg + Fe) во вмещающих породах. При высоких значениях $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$, какие можно ожидать в диоритовой среде (например, на месторождениях Карибского региона и месторождениях Мамут, Белл, Гренайл), ортоклаз и тремолит составляют калиевую ассоциацию (рис. 23, *г*, точка *B*); пироксен может образовываться при более высоких температурах и (или) при больших величинах $a(Ca^{2+})/a(H^+)$ (например, на месторождении Колоула). Если температура снижается при относительно высоком значении $a(K^+)/a(H^+)$, ассоциация ортоклаз + хлорит + эпидот становится стабильной, как это отмечается на месторождении Йандера [273] и в ядерных частях аппалачских месторождений [128].

При средних значениях $a(K^+)/a(H^+)$ и при умеренных и низких температурах биотит неравновесен с ортоклазом и замещается хлоритом (рис. 23, *в*). Ортоклаз и хлорит в диоритовых породах часто присутствуют в центральной измененной зоне, и они обычно образуются вслед за селективной биотитизацией, которая может сопровождаться образованием ортоклаза. Такая парагенетическая последовательность, возможно, является следствием изотермического уменьшения $a(K^+)/a(H^+)$ при почти постоянном отношении $a(Mg^{2+})/a^2(H^+)$ (рис. 23, *в*, точка *A* и стрелка), и ее развитию способствует понижающаяся температура. На месторождениях Санта-Рита, Йандера, Колоула, Бингем, Сьеррита, Минерал-Парк и в других местах ассоциация ортоклаз + хлорит является переходной между ранним ортоклаз-биотитовым и более поздним кварц-серицитовым изменением. Глубокая зона К-метасоматоза, описанная Лоуэллом и Гилбертом (рис. 21), которая содержит ортоклаз, хлорит и кварц, не могла образоваться при температурах ниже температуры формирования сменяющей ее кверху ортоклаз-биотитовой зоны, но своим возникновением она могла быть обязана отношению $a(K^+)/a(H^+)$, более высокому в верхней зоне, чем в более глубокой.

При пропилитизации в результате перераспределения первичных породообразующих компонентов образуются новые кальциевые и магнезиальные силикаты. Обогащение плагиоклаза натрием связано с изменением анортито-

вой составляющей эпидота. Если плагиоклаз альбитового ряда и эпидот сосуществуют и если содержание Fe^{3+} в эпидоте относительно высоко (Ep_{90}), то насыщенность гематитом определяет более низкую температуру формирования силикатов, равную примерно 350 °С (рис. 22, *г*, точка *A*). Верхний предел сосуществования гематита, эпидота и плагиоклаза альбитового ряда контролируется распадом эпидота на богатый железом гранат и анортит примерно при 425 °С. Разложение приводит к обогащению An-составляющей сосуществующего плагиоклаза. Кальцит равновесен с высокожелезистым эпидотом, когда температура и $a(CO_2)$ превышают соответственно 245 °С и 0,35 (рис. 22, *г*, точка *B*). В точке *A* этой диаграммы граница насыщения кальцитом достигает места сочленения полей гематита, плагиоклаза альбитового ряда и эпидота, когда $a(CO_2)$ повышается примерно до 47 (давление CO_2 ~50 бар). При более высокой активности CO_2 содержание железа в эпидоте должно уменьшаться, чтобы этот минерал оставался равновесным с остальными фазами. Для того чтобы ассоциация эпидот + плагиоклаз альбитового ряда + гематит + кварц сохранилась до температур ниже 350 °С, требуется более низкое содержание An-составляющей в плагиоклазе или более низкая концентрация Fe в эпидоте. Основные выводы, которые можно сделать относительно условий пропилитизации, говорят об обстановке, когда метасоматические процессы не резко выражены, что напоминает обстановку формирования альбит-эпидотовой фации метаморфизма. Вторжение процесса пропилитизации в пределы развития ранних ассоциаций К-метасоматоза может быть вызвано снижением $a(K^+)/a(H^+)$ гидротермального флюида (рис. 23, *б* точка *A*) и требует температур, лежащих примерно в интервале 250—425 °С.

На некоторых месторождениях диоритового типа, а также в изолированных рудопроявлениях среди кварцевых диоритов в большей мере проявлен натриевый, а не калиевый метасоматоз, а следовательно, в центральной зоне этих объектов имеют место непрерывные переходы минеральных ассоциаций от ортоклаз-биотитовой к биотит-альбитовой и далее к альбит-хлоритовой. Холлистер [128] последнюю ассоциацию называет калиевой вопреки тому, что в ней отсутствуют К-содержащие фазы. Однако, поскольку калиевые фазы — К-полевой шпат и биотит — развиваются в результате К-метасоматоза в центральной зоне кварц-монцонитовых интрузий, эту зону нельзя называть калиевой. В действительности минералы альбит и хлорит характеризуют процесс пропилитизации, который преобладает в диоритовой среде по определенной причине, и тип изменения должен быть назван независимо от положения его в системе зональности.

Образование филлитовой ассоциации, содержащей мусковит и кварц, и последующая калишпатизация происходили в результате снижения температуры и (или) $a(K^+)/a(H^+)$ гидротермального раствора (рис. 22, *б*, точка *A* и стрелка). Однако температура не могла существенно уменьшаться, не нарушая равновесия алюмосиликатов относительно мусковита (рис. 22, *б*). Серицит замещает силикатные минералы, первоначально содержавшие алюминий и различные щелочные катионы. Таким образом филлитовая ассоциация должна отражать низкие величины $a(Na^+)$, $a(Ca^{2+})$ и $a(Mg^{2+})$ по сравнению с $a(K^+)$ в растворе. При высоких температурах (> ~600 °С) мусковит-кварцевая ассоциация подвергается дегидратации с образованием К-полевого шпата и андалузита. Подобным влиянием температуры, возможно, объясняется одновременное формирование мусковит-кварцевой и калишпат-андалузитовой ассоциаций соответственно на верхних и нижних горизонтах месторождения Эль-Сальвадор. На рис. 23, *д*, составленном для относительно низкой величины $a(K^+)/a(H^+)$, хлорит и плагиоклаз альбитового ряда не могут сосуществовать с мусковитом в присутствии кварца (точка *A*). Такой набор четырех фаз наблюдается на Пангуне и в северном Сулавеси и мог быть связан с филлитизацией в обстановке относительного избытка кальция

и магния. Хлорит-альбитовая ассоциация на некоторых месторождениях в диоритовых породах при температуре выше 300 °С может стабильно сосуществовать с растворами, имеющими величины $a(K^+)/a(H^+)$, которые могли бы обусловить образование или К-полевого шпата, или мусковита, если бы $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$ понизилось.

Интенсивная аргиллизация преобладает в силикатных породах верхних зон медно-порфировых систем и может соответствовать переходу от восходящих гидротермальных растворов к кислым поверхностным горячим источникам (см., например, [118, 253, 105, 152]). Для повсеместного выщелачивания катионов щелочей при интенсивной аргиллизации требуется относительно высокая кислотность (а следовательно, низкие отношения катион/H^+) или большие объемы воды. Если вынос этих компонентов неполный, то вместо пирофиллита и каолинита образуются промежуточные аргиллитовые фазы, такие, как монтмориллонит и хлорит. Есть сведения, что аргиллизация накладывается на более ранние процессы К-метасоматоза и филлитизации [34, 105]. Такая последовательность изменений скорее всего имеет место в кварцевом монцоните, а не в диорите, поскольку в первом алюминия больше, а предшествующая филлитизация могла привести к частичному выщелачиванию катионов, столь необходимому для последующей аргиллизации.

На месторождении Эль-Сальвадор ортоклаз-каолинитовая ассоциация окружает зону развития серицита и прогрессивной аргиллизации, которые приурочены к внутренней части зоны изменения на верхних горизонтах [105]. Хотя метастабильное сосуществование ортоклаза и каолинита вполне возможно при низкой температуре, однако следует отметить, что ортоклаз-каолинитовая ассоциация могла формироваться при температуре ниже 200 °С, если концентрация кремнекислоты в гидротермальном флюиде контролировалась насыщением аморфным кремнеземом. В условиях насыщения кварцем ортоклаз и каолинит не сосуществуют ни при каких температурах, но встречаются вместе с кварцем в образцах из Санта-Риты [198] и Или [91]. Фурнье приписал это энергичному кислотному изменению Al-содержащих фаз, ассоциирующихся с ортоклазом и кварцем, чему способствовало кинетическое замедление осаждения кварца в интервале 200—250 °С или ниже [92]. Кривая равновесия диаспора и пирофиллита лежит примерно в температурном интервале 300—335°С и располагается достаточно близко к границе кварцевого насыщения, чтобы в отношении диаспора создавалось впечатление о его равновесии с кварцем (рис. 22, *а*). При температурах выше 350 °С и концентрациях растворенного кремнезема, близких к насыщению кварцем, пирофиллит дегидратируется и переходит в андалузит (рис. 22, *а*, точка *А*). Пирофиллит становится равновесным с андалузитом при более высоких температурах, если количество растворенного кремнезема превышает насыщение кварцем, но такое кажется невероятным при столь повышенных температурах. Образование корунда следует ожидать только при относительно высокой температуре (>390 °С), когда концентрация кремнезема в воде значительно ниже насыщения кварцем; при более низких температурах вместо него становится стабильным диаспор. Хемли и др. [118] показали, что образование алунита вместе с водными алюмосиликатами (каолинитом, пирофиллитом) происходит в связи с сильными кислотно-щелочными изменениями. В условиях, сопоставимых с гидролитическим изменением, алунит может образоваться вместо мусковита, а K^+ сохраниться в аргиллизированной среде.

Соотношения стабильности скарновых и тактитовых минералов рассмотрены Эйнауди [79]. Он пришел к заключению, что область К-силикатных изменений в штоках и участки стабильности андрадита в скарнах перекрываются в интервале температур 460—600 °С. Его выводы основывались на том, что катионы сохраняются в твердых фазах, а соответствующие температурные вариации и активность газов обусловливают образование различных

минеральных ассоциаций. На рис. 23, *г* используется дополнительный параметр для интерпретации процессов изменения при переходе от интрузии к карбонатным вмещающим породам на медно-порфировых месторождениях. Если в богатых алюминием растворах, первоначально равновесных с ортоклазом и биотитом, существенно повышается $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$, то на рис. 24, *г* их состав поднимается к области, где равновесными являются богатый железом гранат и присутствующие в большем или меньшем количестве диопсид и волластонит (рис. 24, *г*, точка *C*). Такое резкое возрастание $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$ могло иметь место, когда растворы, вызывающие K-метасоматоз в интрузивной породе, перемещались в богатые кальцитом осадочные породы. Наблюдения на месторождении Бингем позволили Эйнауди [79] предположить, что тремолитизация (актинолитизация) безводного скарна одновременна с K-метасоматозом в породах штока. Из рис. 23, *г* можно видеть, что тремолит мог образоваться как промежуточная фаза (точка *B*), когда флюид с высокой величиной $a(K^+)/a(H^+)$ и равновесный с ортоклазом и биотитом (точка *A*) взаимодействовал с боковой породой, содержавшей диопсид или гранат (точка *C*).

Водный скарн поздней стадии, сложенный кальцитом, тремолитом, хлоритом, гематитом, кварцем и другими менее обычными фазами (тальком, сапонитом и т. д.), изменяет и замещает более ранний гранат-салитовый тактит. Эйнауди [79] связывает это с уменьшением стабильности андрадита по мере снижения температуры при фиксированных величинах активности O_2 и S_2. На рис. 22, *г* от точки *C* до *F* проходит линия охлаждения раствора, первоначально равновесного с гранатом и пироксеном; эта линия ограничивает поля стабильности эпидотовой, гематитовой, кальцитовой и кварцевой фаз. При 350 °C водная фаза, находящаяся в равновесии с тремолитом и имеющая низкие величины $a(K^+)/a(H^+)$, сосуществует с эпидотом, плагиоклазом альбитового ряда или хлоритом (рис. 23, *д*). Эпидот-тремолит-хлоритовая ассоциация стабильна при более низких температурах (например, 300 °C), так что соответствующие составы растворов, различные комбинации водных тактитовых минералов или все они вместе (т. е. эпидот, тремолит, хлорит, кварц, кальцит и гематит) могут образовываться при остывании флюидов сначала в равновесии с гранатом, волластонитом и диопсидом. Следует также отметить, что в породах с низкими содержаниями Ca и Mg, а именно в интрузивах, подвергшихся изменению, для образования водного тактита могут потребоваться, хотя и не обязательно, составы растворов, равновесные по отношению к мусковиту. Процесс превращения безводного тактита в водный происходит при понижении температуры или $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$ и повышении активности $a(CO_2)$.

Минеральные ассоциации, типичные для различных участков разреза медно-порфирового месторождения (рис. 2), находят характерное для себя место на диаграмме активностей O_2 и S_2 (рис. 24, *а*). Сюда относятся следующие ассоциации: 1) ортоклаз + биотит + халькопирит + пирит (в порфировых интрузиях, точка *A*); 2) гранат + пироксен + халькопирит + пирит (в безводном скарне, точка *B*) и 3) мусковит + алунит + пирит + халькопирит + энаргит (в вулканической кровле, точка *C*). Количество ангидрита в калиевой ассоциации возрастает при температурах выше 300 °C, в то время как для ассоциации кровли более благоприятны низкие температуры. Участок, подвергшийся K-метасоматозу (K-полевой шпат и биотит), перекрывает участок развития безводного тактита (гранат и пироксен) в местах, где халькопирит и пирит стабильны при 300 °C, но при 550 °C обе силикатные ассоциации сосуществуют с магнетитом вместо пирита. Ниже 550 °C ассоциации Ca- и K-силикатов, содержащие халькопирит, состоят из граната, пироксена, ортоклаза, пирита или из граната, пироксена, биотита, магнетита.

Теории зональности и парагенезиса

В течение последних 25 лет были предложены три самостоятельные теории для объяснения зональности и парагенетических соотношений, возникающих в результате образования минералов в ходе процессов изменения на медно-порфировых месторождениях. В первой теории для объяснения этих явлений взята за основу температура, полученная в результате экспериментальных исследований стабильности минералов в водных растворах (см., например, [116]). В 1970 г. Хелгесон [112], применив метод математического моделирования, использовал концепцию необратимых реакций между минералами и водными растворами для объяснения зональности и парагенезисов на гидротермальных рудных месторождениях. По существу, в то же самое время Шеппард с соавторами [248, 249], основываясь на собственных исследованиях изотопного состава кислорода и водорода, предположили, что ассоциации, связанные с различными процессами изменения, и соотношения между ними обязаны флюидам из разных источников. Последняя концепция наиболее широко принимается в настоящее время, хотя для объяснения некоторых деталей зональности и парагенезисов медно-порфировых месторождений требуется выяснение особенностей механизмов, контролирующихся температурой и реакциями. К таким особенностям, которые должны находить свое объяснение в любой генетической модели, относятся пространственное расположение зон К-метасоматоза, филлитизации и аргиллизации (рис. 21) и парагенетические соотношения, присущие ассоциациям, возникающим в результате всех этих процессов изменения, как это было рассмотрено выше. Основой для последующего рассмотрения факторов, ответственных за эти особенности, является схематическая диаграмма стабильности минералов в системе K_2O — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O, изображенная на рис. 26.

Температурный контроль. Особенности изменения пород можно объяснить только в том случае, если признать существование высокотемпературного флюида, который отделяется при магматических процессах (т. е. обособление фазы, богатой H_2O) от глубинных внутренних порций частично затвердевшей кварц-монцонитовой магмы, перемещается вверх и в стороны и проникает в более холодную трещиноватую магматическую породу (см., например, [238]). Когда флюид только образуется, он находится в равновесии с магматическим К-полевым шпатом (а также с биотитом, альбитом и кварцем)

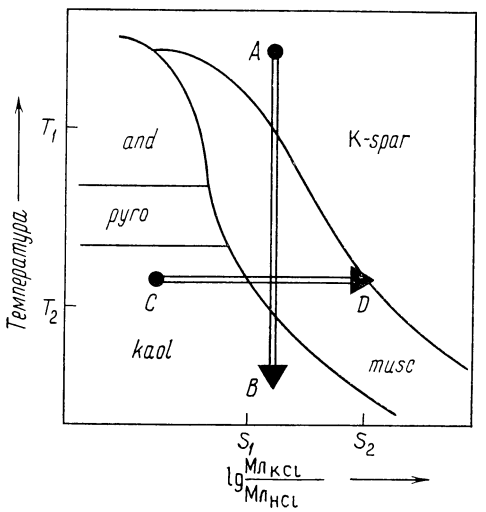


Рис. 26. Схематическая диаграмма стабильности минералов в системе K_2O — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O — H^+ при насыщении кварцем. Стрелки показывают направление снижения температуры (A — B) и прогрессирующую реакцию кислого раствора с К-полевым шпатом (C — D). Температуры (T_1 и T_2) и состав раствора (S_1 и S_2) упоминаются в тексте. (По Монтойя и Хемли [189] с изменениями.)

и характеризуется соответствующим отношением концентраций KCl/HCl (рис. 26, точка *A*). Так как этот флюид проходит сквозь кристаллические породы и охлаждается, то фигуративная точка отношения концентраций KCl/HCl раствора движется сначала через поле стабильности мусковита (T_1 — T_2) и затем попадает в область стабильности каолинита (температуры ниже T_2). Таким образом магматический K-полевой шпат кварцевого монцонита последовательно превращается в мусковит и каолинит по мере охлаждения флюида. На величины отношений KCl/HCl и $a(K^+)/a(H^+)$ в гидротермальном флюиде во время охлаждения оказывают влияние несколько факторов, включая реакции процессов изменения, осаждение продуктов реакций в виде минералов и диссоциацию водных соединений. (При возрастающих температурах водные комплексы в электролитических растворах в высокой степени ассоциированы, т. е. образуют KCl, HCl, KSO_4^-, HSO_4^-, но после охлаждения эти соединения диссоциируют до свободных ионов K^+, H^+, Cl^-, SO_4^{2-}.) В зависимости от относительной и абсолютной значимости всех этих процессов состав и химический характер охлаждающегося магматического флюида меняются, влияя в свою очередь на тот путь, который проделывает флюид на рис. 26. Со временем магма центра интрузива кристаллизуется, и термальный центр, обусловивший генерацию магматического флюида, отступает в глубину и в конце концов исчезает. Воздействие на породу в данной точке гидротермальной системы все более охлаждающихся флюидов с почти постоянными отношениями концентраций KCl/HCl приводит к последовательной смене парагенетических ассоциаций от ассоциации раннего K-метасоматоза до ассоциации поздней филлитизации. Таким образом ранние высокотемпературные флюиды в некоторой точке пространства должны быть равновесными относительно K-полевого шпата, в то время как более поздние охлажденные флюиды, отделившиеся от отступившего вниз источника, должны изменить K-полевой шпат до мусковита. Рудная минерализация, как следствие дальнейшего снижения температуры, возникает в результате диссоциации хлоридов металлов, которые, подобно ионам K^+, H^+, Cl^-, SO_4^{2-}, становятся менее стабильными при охлаждении, а также в связи с понижением растворимости сульфидов меди и железа.

Другие особенности изменения пород, наблюдаемые на медно-порфировых месторождениях, можно объяснить с точки зрения температурного контроля. Например, альбитизация на нижних горизонтах и K-метасоматоз на верхних, как это отмечается на месторождении Йерингтон [46], могут быть результатом охлаждения флюидов, имеющих определенное отношение концентраций NaCl/KCl [119]. Переход от раннего безводного тактита к последующему водному тактиту также может быть обязан охлаждению (см. рис. 22, *г*). Как показали Роз [238] и Нортон и Найт [208], одна из проблем, связанная с этим механизмом изменения, заключается в том, что охлаждение первоначально высокотемпературного флюида (~600 °C), происходящее за счет теплопроводности, создает резкий термальный фронт, который мигрирует в сторону от центра интрузива вместе с потоком флюидов в относительно холодные боковые породы, вызывая явления изменения, не совпадающие с полевыми наблюдениями. По этой же причине, вероятно, не отмечается широкого развития высокотемпературного безводного тактита вблизи интрузии. Роз [238] пришел к выводу, что для приведения в соответствие гипотезы охлаждения флюидов, поступающих из магматического источника, с особенностями изменения пород, наблюдаемыми на медно-порфировых месторождениях, первичный флюид должен: 1) смешаться с холодными водами, 2) расшириться в результате снижения давления или 3) «исключительно медленно» течь.

Взаимодействие воды с породой. При другой альтернативной интерпретации зональных соотношений каолинита, мусковита и ортоклаза рассматри-

вают изменение состава кислого флюида, когда он течет и реагирует с магматической породой, содержащей К-полевой шпат [112]. Например, если гидротермальный флюид соответствует точке C на рис. 26, то породообразующий К-полевой шпат преобразуется в каолинит согласно реакции

$$2KAlSi_3O_8 + 2H^+ + H_2O = Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2K^+ + 6SiO_2.$$

Одновременно в гидротермальном флюиде повышается концентрация КС и уменьшается концентрация HCl. При значительном увеличении отношения KCl/HCl состав флюида достигает области стабильности мусковита (состав S_1, рис. 26), и ортоклаз теперь переходит в мусковит. В ходе реакции H^+ продолжает расходоваться, а K^+ накапливается в растворе, так что отношение концентраций KCl/HCl в конце концов возрастает до уровня, при котором К-полевой шпат становится стабильным и поэтому больше не изменяется (состав S_2, рис. 26). Если флюид движется через массу породы и реагирует энергично с К-полевым шпатом, относительные положения областей стабильности каолинита, мусковита и ортоклаза отвечают соответственно ранней, промежуточной и поздней позициям реагирующего флюида. Таким образом на основе наблюдаемого расположения зон аргиллизации, филлитизации и К-метасоматоза на медно-порфировых месторождениях (рис. 21) в соответствии с гипотезой изменения пород, контролируемого реакцией, делается вывод о том, что изменяющие флюиды движутся от периферии к центру интрузии, подвергающейся преобразованию, а источник флюидов должен быть экзогенным относительно порфира. В этой ситуации температура флюида также должна возрастать, когда он движется по направлению к центру интрузии. Первичное отношение KCl/HCl в гидротермальном флюиде можно определять по минералам, присутствующим в боковых породах, степени, с которой флюид прореагировал с этими минералами, и различным реакциям ионных ассоциаций внутри флюида, зависящим от возрастающей температуры вблизи и внутри интрузии. Таким образом, первичный состав флюида может лежать в пределах поля стабильности мусковита, и поэтому аргиллизация в интрузии не должна иметь места. В соответствии с механизмом реакционного контроля наблюдаемые парагенетические соотношения между ранним К-метасоматозом и поздней секущей филлитизацией обязаны тому, что составы флюидов, проходящих через данную точку в системе, со временем становятся все более и более кислыми. Это повышение кислотности связано с тем, что более поздние сульфиды движутся сквозь породы, которые были изменены более ранними флюидами; эти ранние флюиды удалили реактивные минералы, которые больше уже не реагировали с кислотой. Следовательно, в некоторой центральной точке интрузива состав циркулирующих гидротермальных растворов в результате предшествующих реакций сначала был равновесен с первичными магматическими минералами, но затем составы флюидов приблизились к составам флюидов, какими они были в их источнике, поскольку способность боковых пород к реакции была сведена на нет предшествующим процессом изменения. Главные трудности, стоящие перед этой трактовкой механизма изменения, заключаются в том, что необходимо установить: 1) каким образом низкотемпературные флюиды (главным образом метеорные) боковых пород могли стать кислыми прежде, чем проникли в магматическую породу, и 2) как могла быть достигнута концентрация меди, необходимая для получения промышленных запасов из реальных объемов флюида.

Упрощенный пример, приведенный здесь, может быть усложнен, если учесть влияние многих минералов, реагирующих с флюидом сложного химического состава, использовав концепции и компьютерные методы, разработанные Хелгесоном и др. [113, 114]. Хелгесон [112] указал на то, что вариации в количестве вторичных минералов и в их ассоциациях связаны с различиями температуры, начального состава флюида и ассоциаций реагирующих мине-

ралов. Более того, взаимодействие специфических силикатных минералов (главным образом ферромагнезиальных фаз, таких, как биотит) с водной фазой играет важную роль в отложении различных количеств сульфидных минералов и их ассоциаций (преимущественно в результате восстановления). Можно сказать, что модель взаимодействия вода — порода объясняет общую связь различных ассоциаций вторичных силикатных минералов с разными типами магматических пород (т. е. кварц-монцонитовая и диоритовая модели, описанные выше).

Модель двух флюидов. Начавшееся в конце предыдущего десятилетия изучение изотопного состава водорода и кислорода на медно-порфировых месторождениях показало, что флюиды разного происхождения обусловливают развитие разных типов изменения в этих системах (см. обзор Тейлора [263]). Глинистые минералы (каолинит и монтмориллонит) могут иметь как супергенное, так и гидротермальное происхождение [248]. Кроме того, серициты изотопически сходны с глинами гипогенного происхождения, и вычисленный изотопный характер флюидов, обусловливающих филлитизацию, не позволяет их считать магматическими. На североамериканских месторождениях характер изотопов кислорода и водорода глин и серицита варьирует в зависимости от географического положения соответствующего месторождения; это свидетельствует о том, что они образовывались из метеорных вод, характер которых менялся в региональном плане в зависимости от широты. Изотопные характеристики большинства гидротермальных биотитов сходны с характеристиками так называемых «нормальных» магматических биотитов и слабо меняются от месторождения к месторождению. По изотопным характеристикам некоторые биотиты, образовавшиеся в процессе изменения (например, на месторождении Бьютт), не соответствуют нормальным магматическим биотитам, и эти отличия указывают на более позднее изменение под действием вод метеорного происхождения, возможно связанных с минерализацией главной стадии [247].

Опираясь на накопившиеся данные по изотопам, Тейлор [263] утверждал, что ранняя гидротермальная история развития медно-порфировых месторождений связана с интрузиями, породившими две раздельные системы флюидов (рис. 27, *а*). Одна состояла из вод магматического происхождения и охватила апикальную часть кристаллизовавшейся интрузии (рис. 27, *а*, линия *А*), другая была представлена метеорными или захороненными водами, которые подверглись конвективной циркуляции в прилегающих боковых породах под действием высокой температуры близко расположенной интрузии (рис. 27, *а*, линия *В*). Согласно Тейлору, метеорные флюиды продолжали циркулировать и после того, как внутренние магматические флюиды прекра-

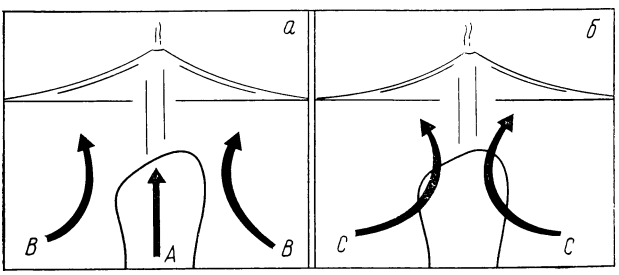


Рис. 27. Вертикальный разрез, показывающий циркуляцию флюидов у близповерхностной интрузии в однородно проницаемых породах. (По Шеппарду и др. [248] и Тейлору [263] с изменениями, указанными в тексте.) *а* — циркуляция магматических (линия *А*) и метеорных (линия *В*) вод на ранней стадии. *б* — циркуляция на поздних стадиях после «метеорного взрыва».

тили образовываться, и со временем экзогенная метеорная система вторглась в консолидированный и трещиноватый порфировый шток (рис. 27, *б*). Магматические флюиды, циркулировавшие в апикальной части штока кварцевых монцонитов вдоль линии *A* (рис. 27, *а*), вызывали формирование вторичных ассоциаций минералов, сходных с магматическими минералами, образовавшимися из материнской магмы, а именно с кварцем, К-полевым шпатом и биотитом. Отсутствие плагиоклаза в измененной породе обусловлено субмагматическими температурами флюида, при которых стабилен не плагиоклаз, а К-полевой шпат [41]. Более позднее вторжение метеорных флюидов в центральную интрузию, часто называемое «метеорным взрывом» (meteoric collapse), вызывало кварц-серицитовое изменение породы. Парагенетические соотношения, наблюдаемые между продуктами К-метасоматоза и филлитизации, обязаны тому, что флюиды, генерированные первыми, протекали сквозь тот же самый объем породы раньше, чем флюиды, образовавшиеся позднее. Таким образом, эта модель не требует ни химических, ни температурных изменений, необходимых для схемы с одним гидротермальным флюидом. Однако, чтобы сформировалась зональность, свойственная медно-порфировым месторождениям, т. е. чтобы поздняя филлитизация занимала промежуточное положение между более ранним К-метасоматозом и пропилитизацией, необходимы соответствующие изменения потока флюидов.

Поток флюида в медно-порфировых системах. Густафсон и Хант [105], Густафсон и др. [104] вслед за Тейлором [263] продолжили дискуссию о процессах изменения под действием флюидов различных типов, о которых свидетельствуют данные по стабильным изотопам. Как поясняет Хемли (персональное сообщение, 1980), первоначальное внедрение магмы происходило в плотную породу в квазилитостатических условиях, вызванных нагрузкой вышележащих пород. На этой ранней стадии, когда трещиноватость была небольшой, под литостатическим давлением находились и интрузия, и выделившиеся магматические флюиды. Вода, пребывавшая под гидростатическим давлением в боковых породах, не проникала в магматическую систему на сколько-нибудь значительное расстояние. С ранними магматическими флюидами связаны К-силикатное изменение и первичная минерализация там, где они экранировались прерывистыми трещинами. По мере затвердевания интрузива возрастала интенсивность и распространенность трещиноватости, и вода под гидростатическим напором проникала из боковых пород в интрузив, вызывая его филлитизацию. Меняющееся во времени направление потока флюидов, как показано на рис. 27, объясняется в большей степени изменением проницаемости пород интрузива.

Хенли и Мак-Набб [121] предложили другой механизм для изолированных магматических и метеорных систем флюидных потоков, при котором струя магматического пара низкой плотности поднимается сквозь ядро интрузива. Этот пар в апикальных частях интрузии конденсируется в жидкость высокой плотности. По краям этой струи магматические компоненты из конденсированного пара подхватываются циркулирующей грунтовой водой, однако различие в плотности препятствует их существенному смешиванию. Мы помещаем границу раздела двух типов флюидов внутри зоны филлитизации, так как это отвечает изотопным данным для измененных пород.

Имитированная на компьютере модель потока флюидов [208, 47, 205] показывает, что пути конвективной циркуляции флюидов, связанных с близповерхностными интрузиями, контролируются проницаемостью плутона и боковой породы, глубиной интрузии, формой плутона и наличием или отсутствием верхней непроницаемой границы в геологической колонке. Силы плавучести гонят поток флюида в проницаемые породы, находящиеся в пределах той же температурной аномалии, что и интрузия. Если и плутоническая, и боковая породы обладают достаточно высокой проницаемостью,

а флюиды в каждой из них имеют сходную соленость, то поток флюида будет направлен вверх от плутона в область неглубоко залегающей кровли, а на большей глубине — по латерали к интрузии (рис. 27, *б*, линия *C*).

Полученная на компьютере модель потока флюидов свидетельствует, что конвективная циркуляция в однородно трещиноватых породах оказывает двоякое очень важное влияние на распределение температуры внутри и над центральной интрузией. Первое заключается в уменьшении термических градиентов внутри и над плутоном и увеличении их на глубине в «зоне вхождения потока в интрузив» (inflow-zone) вдоль края плутона (например, рис. 27, *б*). Кроме того, температуры в раскристаллизованных и трещиноватых верхних частях плутона быстро изменяются от магматических до температур того более низкого уровня, при котором напор и степень массопереноса конвектирующего гидротермального флюида оптимальны. Дальнейшее охлаждение становится постепенным, так как центральная термальная аномалия рассеивается. Температура оптимального переноса почти чистой H_2O в эпизональных интрузивных средах, в которых формируются медно-порфировые месторождения, лежит примерно в пределах 300—350° С. Численные методы, применяемые при машинном моделировании потока флюидов, были специально приспособлены Нортоном [207] для ввода эффектов меняющейся проницаемости интрузии и неравномерной проницаемости боковых пород, а также других характеристик медно-порфировых систем юго-западной части Северной Америки. Данная модель потока исходит из того, что проницаемость плутонов и боковых пород приобретает существенное значение вскоре после кристаллизации данной массы магмы. Это допущение основано на современных концепциях парообразования в кристаллизующихся магмах [271, 282, 40, 41]. Фактором, контролирующим направление потока флюида относительно близповерхностного плутона, в конечном счете является распределение значений проницаемости в интрузии и боковых породах. Теоретическое рассмотрение напряжений в эпизональной интрузивной среде [151] позволяет предполагать развитие ранней трещиноватости в обширной области над плутоном как следствие температурного напряжения и давления поровых растворов, а также концентрацию более поздних трещин в менее обширной области по краям интрузии. Это предположение в общем согласуется с полевыми наблюдениями.

Начиная с 1950-х годов многие работы были направлены на изучение геометрического аспекта трещиноватости на медно-порфировых месторождениях в основном для определения направлений стресса и механизма трещинообразования (см., например, [229]). Эти данные обычно показываются на стереопроекциях; в большинстве случаев выявляется, что на конкретных месторождениях существует определенный геометрический порядок в размещении трещин. Мало внимания уделялось анализу эволюции трещин во времени и пространстве в сочетании с рассмотрением процессов гидротермального изменения, и литература, посвященная этому аспекту развития медно-порфировых месторождений, скудна. Геометрия жил с оторочками и выполнением из различных минералов, образующихся при процессах изменения, описана на месторождении Йандера [267], где биотитовые, ортоклазовые, кварц-серицитовые жилы и жилы, выполненные глинистыми минералами и хлоритом, имели почти одинаковое простирание и падение. Множество трещин было закартировано в ряде участков медно-порфировой системы месторождения Плезиуми (Новая Британия), где Титли [268] выявил некоторое соответствие между содержанием гипогенной меди и количеством трещин.

Количество трещин, обычно называемое плотностью трещин, является свойством, которое определяется путем измерения длины трещин на единице площади (или площади трещин в единице объема) и имеет следующую едини-

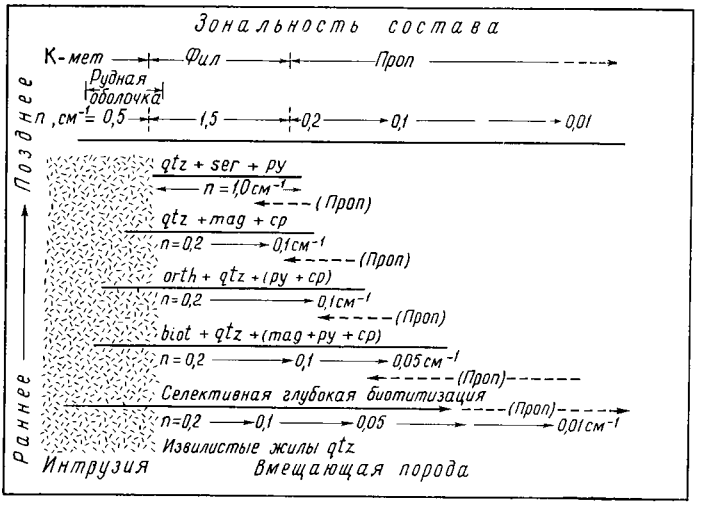


Рис. 28. Сочетание трещиноватости и процессов изменения, развивающихся в разное время в интрузиях и примыкающих боковых породах. Горизонтальная шкала показывает распространение по латерали различных вторичных ассоциаций и плотностей трещин (n). Сокращения обозначений минералов см. в словаре в конце статьи. Конечный результат каждого эпизода показан сокращенными названиями типа изменения: К-мет(асоматоз), фил(литизация), проп(илитизация). Приведенные данные получены главным образом путем измерений и наблюдений на медно-порфировом месторождении Сьеррита ([109, 172, 280]; Прис и Бин, письменное сообщение, 1980).

цу измерения: длина$^{-1}$. Плотности трещин для разных видов околожильного изменения в объемах различных пород были определены на ряде участков медно-порфировой системы Сьеррита [109]. Изучение распределения типов жил вкупе с парагенетическими исследованиями выявило, что развитие трещиноватости начинается рано и широко, затем следует дискретное трещинообразование, охватывающее все меньшие и меньшие объемы пород, сосредоточенные в пределах интрузий. Такого рода информация позволяет в первом приближении разобраться, каким путем могли развиваться процессы изменения на медно-порфировых месторождениях в магматических вмещающих породах. Результаты подобной интерпретации приводятся на рис. 28 в виде диаграммы. Плотность трещин (n) показана как функция положения и состава продуктов изменения для участка, в котором эти трещины присутствуют. Таким образом, широко проявленное селективное изменение последовательно сменяется различными видами прожилкового изменения. В результате происходит наложение типов изменения, которое наиболее широко представлено (что видно по максимальному развитию жил) поблизости от контакта плутона с боковой породой. Диаграмма построена на основе генерализованных геологических соотношений и данных о плотностях трещин на месторождении Сьеррита (Аризона) ([109]; Preece and Beane, письменное сообщение, 1980; [280, 172]).

Температура и соленость гидротермальных растворов. За последнее десятилетие в процессе большого количества исследований газово-жидких включений были проведены прямые и косвенные определения температурных и химических характеристик гидротермальных растворов, ответственных за изменение и минерализацию пород на медно-порфировых месторождениях. Оценки первичной температуры флюидов проводились путем наблюдения за гомогенизацией многофазных газово-жидких включений при нагревании. Несмотря на то что флюиды захватывались в кипящем состоянии, для

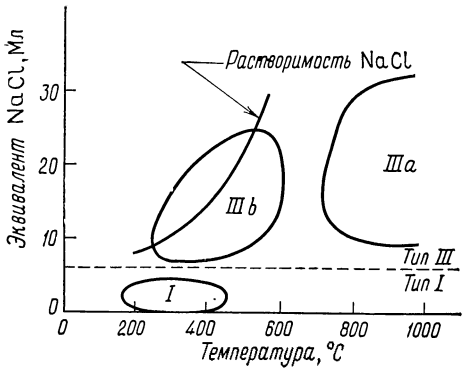


Рис. 29. Классы газово-жидких включений на медно-порфировых месторождениях, выделенные по температурам гомогенизации и солености. Пунктирной линией показана граница, соответствующая насыщению галитом при 25 °С и отделяющая «разбавленный» флюид (тип I) от флюида, обладающего сверхсоленостью (тип III). Сплошная линия — растворимость галита как функция температуры в паронасыщенной системе. Растворы с соленостью выше кривой растворимости NaCl при любой температуре содержат кроме NaCl также KCl. (По Нэшу [194] с изменениями, указанными в тексте.)

получения истинной температуры их консервации необходимо увеличивать значения температуры гомогенизации включений путем введения поправки на давление. Давления, при которых формировалась медно-порфировая минерализация, лежат в пределах 150—1500 бар. Этот интервал определен по оценкам мощности перекрывающих пород, которые позволяют вычислить плотность нагрузки (гидростатической или литостатической), и по температурам гомогенизации сосуществующих богатых жидкой фазой и богатых газовой фазой включений; последние указывают на процесс кипения. Есть надежное свидетельство о колебаниях давления на отдельных месторождениях, что могло быть связано с тем, что эпизоды трещинообразования чередовались с эпизодами залечивания трещин [236, 194]. При давлениях от нескольких сотен бар до 1 кбар поправки к температурам гомогенизации газово-жидких включений обычно составляют меньше 100 °С и становятся еще меньше с повышением температуры и солености. Некоторые исследователи полагают, что если во включениях галит растворен при температурах более высоких, чем температура парообразования (обычно разница превышает 100° С), то это указывает на высокое давление во время захвата включений; однако такое утверждение неверно ([237]; Bodnar, личное сообщение, 1980).

Данные многочисленных исследований газово-жидких включений, многие из которых обобщены Нэшем [194], свидетельствуют о том, что на большинстве конкретных месторождений в ходе процессов изменения и минерализации сквозь интрузивы и боковые породы циркулировали флюиды, сильно различающиеся по солености. Обобщение данных по измеренным и оцененным температурам гомогенизации и солености показывает, что на медно-порфировых месторождениях существуют три обширных класса включений, богатых жидкостью: 1) включения с жидкостью, обладающей сверхсоленостью (>7,5 Мл, или 40 мас.% NaCl-эквивалента), гомогенизируются при температурах > 750° С (тип IIIa, рис. 29); 2) включения с жидкостью высокой солености, которые гомогенизируются (растворяется галит) в интервале температур 250—600° С (тип IIIб, рис. 29), и 3) включения с жидкостью более низкой солености («разбавленной») (< 4 Мл, или 20 мас.% NaCl-эквивалента) гомогенизируются при температурах < 450° С (тип I, рис. 29). Включения, богатые жидкой фазой высокой и низкой солености, могут находиться вместе с включениями, богатыми газовой фазой и указывающими

на процесс вскипания, если (и только если) температуры гомогенизации обоих типов включений сравнимы по величине. Три интервала температур гомогенизации и солености, приведенные выше, полностью не охватывают все известные данные, но являются очень представительными. Промежуточные температуры между первыми двумя группами и промежуточные солености между последними двумя менее обычны, чем те, которые попадают в указанные интервалы. Во многих случаях трудно или невозможно выявить хронологические соотношения между этими тремя выделенными выше классами газово-жидких включений [195, 284]. Однако парагенетические данные в общем показывают, что в жилах и брекчиях среди интрузивных пород флюиды типа IIIа являются самыми ранними, а к наиболее поздним относятся флюиды с низкой соленостью (тип I). Включения типа IIIа на многих месторождениях или совсем отсутствуют, или не распознаются из-за ограниченных возможностей аппаратуры, используемой при измерении температур гомогенизации. Когда в центральной части интрузии присутствуют два других типа включений, то включения с повышенной соленостью, гомогенизирующиеся при умеренных температурах, предшествуют включениям типа I [194]. На месторождении Колоула Чивас [52] обнаружил две самостоятельные гидротермальные системы, связанные с последовательными интрузивными процессами; каждый процесс начинался с циркуляции флюидов повышенной солености (46—76 мас.% NaCl-эквивалента) при температурах выше 400° С (до 800° С в первом цикле) и заканчивался циркуляцией разбавленных растворов холоднее 400° С.

Обнаружено, что высокотемпературные флюиды сверхвысокой солености в некоторых медно-порфировых системах ассоциируются с магматическими образованиями, например, на месторождении Пангуна с фенокристаллами кварца [77], на Санта-Рите с птигматитоподобными кварцевыми жилами [321], а в брекчиевых трубках месторождений Коппер-Крик [277] и Санта-Рита — с жилами, секущими обломки магматических пород, но образовавшимися до процесса брекчирования; этим флюидам можно совершенно резонно приписывать магматическое происхождение или по крайней мере рассматривать их как образования, вступившие во взаимодействие с магматическими породами при магматических температурах. Однако Уилсон и др. [284] доказывают, что высокие температуры гомогенизации включений из месторождения Гренайл (от 800 до $> 1290°$ С), возможно, связаны с консервацией негомогенных флюидов. Килинк и Бернем [149] определили, что Cl^- сосредоточивается в водной фазе, сосуществующей с гранитным расплавом. Расчеты, представленные Бернемом [41], показывают, что непосредственное выделение водных флюидов с высоким содержанием Cl^- (например, 30 Мл $Cl^- = 52$ мас.% $Cl^- = 64$ мас.% NaCl) из кристаллизующейся гранитной магмы требует относительно высоких содержаний хлоридов в материнском расплаве ($\sim$ 3 вес.%). Анализы показывают, что гранитные породы содержат 200—1000 млн$^{-1}$ хлоридов [259], а Парри [215] и Джекобс и Парри [134] отмечают нечеткое различие в содержании хлоридов в биотитах из минерализованных и неминерализованных штоков на западе США. Если исходить из этих данных, а также из данных Килинка и Бернема [149], то кажется мало вероятным, что первичная магма, с которой связаны медно-порфировые месторождения, выделяла флюиды, обладающие соленостью выше $\sim$ 5 мас.% Cl^-. Последующее вскипание или конденсация могли привести к высокой солености, наблюдаемой в некоторых газово-жидких включениях предположительно магматического происхождения, но для того, чтобы получался флюид, содержащий 20—40 мас.% Cl^-, из флюидов первоначально заключавших менее 5% Cl^- в момент выделения, величина конечного отношения масс пар/жидкость должна быть (5—10)/1; соответствующее отношение объемов должно было бы быть намного больше. О вски-

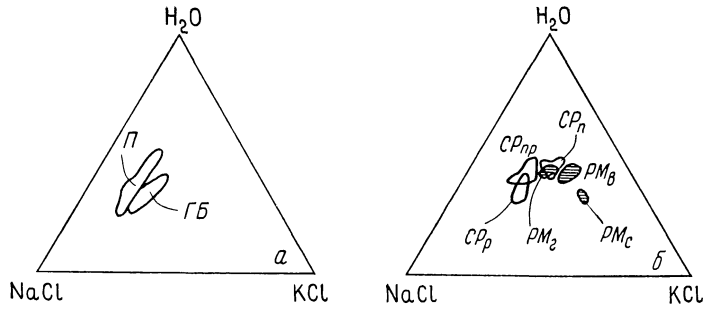


Рис. 30. Треугольники составов в системе NaCl — KCl — H_2O. *а* — месторождения, обнаруживающие «галитовый тренд» по Клоку и Кеслеру [56], *П* — Пангуна, *ГБ* — Гренайл — Белл. *б* — прочие месторождения; *СР* — Санта-Рита, *РМ* — Ред-Маунтин (Аризона), *р* и *пр* — жилы К-полевого шпата и биотита раннего и промежуточного возраста; *П* — К-полевой шпат + кварц из брекчиевой трубки Уим-Хилл; *в*, *с* и *г* — верхние, средние и глубокие уровни по скважине глубиной 1600 м [30].

пании и конденсации свидетельствуют газово-жидкие включения из некоторых медно-порфировых месторождений, характеризующиеся сверхсоленостью, но подобные соотношения ни в коем случае не универсальны. Многочисленные исследования газово-жидких включений показывают, что средние температуры флюидов сверхвысокой солености соответствовали или были близки к условиям вскипания и что флюиды были почти насыщены галитом или сопровождались им в момент их консервации [68]. Вопрос о том, произошли ли среднетемпературные флюиды из высокотемпературного типа в результате понижения температуры и давления, сопровождавшегося умеренным разбавлением, остается открытым. Однако разрыв в температурах гомогенизации между этими двумя группами свидетельствует против постепенного превращения одного типа флюидов в другой.

Клок и Кеслер [56] недавно указали на то, что температуры растворения минералов-узников NaCl и KCl в газово-жидких включениях медно-порфировых месторождений Гренайл — Белл и Пангуна при нанесении на фазовую диаграмму NaCl — KCl — H_2O (рис. 30, *а*) образуют характерно вытянутый контур, который назван этими авторами «галитовым трендом», поскольку он протягивается в направлении к вершине NaCl. Авторы описали и оценили механизмы, при помощи которых этот концентрационный тренд смог образоваться, и пришли к заключению, что наиболее вероятными процессами были осаждение и отделение галита от первичных высокотемпературных магматических флюидов высокой солености. Такая эволюция должна была привести к уменьшению солености и повышению отношения KCl/NaCl во флюидах с низкими температурами гомогенизации, как это наблюдалось на месторождении Пангуна [77]. Вскипание и конденсация также могли бы обусловить линейный тренд KCl — NaCl-концентраций, но в этом случае составы выстроились бы в ряд, направленный к вершине H_2O в треугольнике NaCl — KCl — H_2O, а отношение KCl/NaCl оставалось бы неизменным, несмотря на то что одна или обе соли выпадали в осадок из жидкости или селективно выделялись с паром. Дополнительные данные по галит- и сильвинсодержащим включениям из месторождения Ред-Маунтин (Аризона) [30] и Санта-Рита [231] нанесены на диаграмму (рис. 30, *б*).

Экспериментальные исследования показали, что отношения KCl/NaCl во флюидах, выделившихся из кварц-монцонитовой магмы, могут варьировать от 0,3 до 3,0 в зависимости от минералов, кристаллизующихся в момент отделения [148, 41]. Подавляющее количество значений молярных отношений KCl/NaCl, полученных при исследовании газово-жидких включений,

лежит в интервале ~ 0,2—0,6. При температурах 300—600° С эти отношения близки к тем, которые отмечаются при равновесии между К-полевым шпатом и альбитом (рис. 23, *а* и [41]). Более высокие значения отношения (1,0—1,8) были получены для газово-жидких включений из среднеазиатских месторождений [27], из брекчиевой трубки Уим-Хилл на месторождении Санта-Рита и из месторождения Ред-Маунтин (Аризона). Относительные концентрации HCl, $CaCl_2$ и хлоридов железа в водной фазе также меняются по мере кристаллизации магмы [41]. Среди минералов-узников, наблюдаемых в газово-жидких включениях со сверхвысокой соленостью, наряду с галитом и сильвином присутствуют щелочные полевые шпаты, слюды, ангидрит, анкерит, халькопирит, пирит, магнетит, гематит и большое количество сложных хлоридно-(?)гидроксидных солей калия, железа и марганца [162, 284, 231]. Таким образом, различные минералы-узники, идентифицированные и предполагаемые в газово-жидких включениях со сверхвысокой соленостью вместе с галитом и сильвином, могут отражать различные стадии кристаллизации магмы, что не имеет места в случае включений, содержащих только галит и сильвин. Наличие во включениях кристаллов халькопирита и гематита и их размер использовались для оценки концентраций меди, железа и серы, которые во включениях со сверхвысокой соленостью составляют десятые доли процента [236, 77, 232]. Однако сходные оценки были получены с использованием халькопирита для включений с разбавленной жидкой фазой [30].

Типы флюидов и ассоциаций, возникающие в процессе изменения. Нортон [204] предложил свою интерпретацию характера течения ранних магматических и поздних метеорных флюидов сквозь интрузии на медно-порфировых месторождениях. Согласно этому представлению, которое отличается в деталях от описанной выше модели Хемли, линия источников флюидов (fluid sourceline) определяется как геометрическое место последовательных точек на геологическом разрезе, в которых происходит выделение флюида. На рис. 31, *а* схематически показаны линии источников, соединяющие точки, расположенные в проницаемом плутоне, выше его и рядом с ним. Индексы у этих линий схематически обозначают источники флюидов, протекающих через каждую из интересующих нас точек в раннее (*р*), промежуточное (*пр*) и позднее (*п*) время в процессе циркуляции. По существу, концепция линий источников говорит о том, что в непрерывной трещиноватой среде, в которой происходит конвективная циркуляция, наиболее ранние флюиды, проходящие через любую точку, выделяются из непосредственно примыкающих пород, тогда как более поздние флюиды выделяются из более отдаленных источников. Таким образом, поток флюида того типа, какой показан на рис. 27, *б*, должен начаться вскоре после кристаллизации плутона и сохраниться в течение большей части времени циркуляции, в то время как поток, изображенный на рис. 27, *а*, должен быть ранним и короткоживущим. Подавляющее большинство флюидов, протекающих сквозь апикальные части интрузии (и в конце концов формирующие медно-порфировые месторождения), согласно Нортону [205], исходят из окружающих боковых пород, а следовательно, имеют метеорное происхождение.

Особенности изменения во времени солености флюидов (из многочисленных источников) в интрузии, боковой породе и кровле показан на схематическом разрезе через район развития медно-порфировой формации (рис. 31, *б*). Концепция линий источников флюидов, рассмотренная Нортоном [205, 207], удовлетворительно объясняет различную последовательность типов флюидов, наблюдаемую в разных местах. Как это уже было рассмотрено выше, многочисленные модели показывают, что в конвективной системе первичные флюиды, проходящие через данную точку, должны иметь местное происхождение, а с течением времени источник циркулирующих

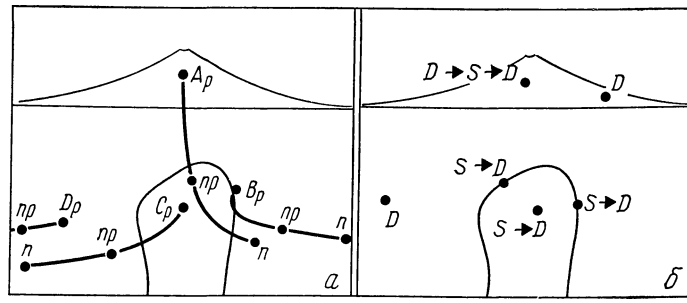


Рис. 31. Схематический разрез через район медно-порфирового месторождения, показывающий вариации источников флюидов и их типов во времени. *а* — схематические линии источников флюидов, проходящие через различные точки в пределах равномерно проницаемого участка; индексы обозначают источники флюидов в раннее (*р*), промежуточное (*пр*) и позднее (*п*) время охлаждения гидротермальной системы. (По Нортону [205] с изменениями), *б* — характер распределения солености в различных точках (на основе изучения газово-жидких включений); *S* — включения со сверхвысокой соленостью (тип III); *D* — включения с низкой соленостью (тип I); стрелки показывают направление изменения во времени.

растворов должен все больше и больше удаляться от интересующей нас точки (рис. 31, *а*). Самые ранние флюиды, циркулирующие и поднимающиеся через трещиноватую субсолидусную интрузию, имеют эндогенную природу (рис. 31, *а*, точки *Ср*), и в течение всего длительного периода остывания штока возрастающее количество флюида поступало из проницаемых окружающих боковых пород (рис. 31, *а*, точки *Спр* и *Сп*). Относительные проницаемости плутона и окружающей боковой породы определяют относительные количества магматических и метеорных флюидов и их общий поток (в основном пропорциональный степени изменения), прошедший через любую данную точку в плутоне. В области кровли места, являющиеся источниками флюидов и растворенных химических компонентов, проходящих через данную точку в течение длительного периода времени остывания плутона, располагаются последовательно: 1) в прилегающей породе (рис. 31, *а*, точка *Ар*), 2) в пределах нижележащего плутона (точка *Апр*) и 3) в более глубоко залегающих вмещающих породах, где начинается путь потока, который проходит через интрузив в некоторое промежуточное время (точка *Ап*). На расстояниях в несколько километров от интрузивного центра отмечаются только метеорные флюиды (рис. 31, *а*, линии *С* и *D*). При сравнении степени солености и размещения источников (рис. 31) правомерно сделать вывод о том, что включения типа III содержат магматические флюиды, в то время как включения типа I содержат метеорную воду. Уменьшение солености, фиксируемое по газово-жидким включениям в порфировых интрузиях, явно приходится на время, когда источник флюидов, проходящих через данное место в охлаждающемся проницаемом плутоне, перемещается из самого плутона во вмещающие породы (рис. 31, *а*, линия *С*). Изменения этой последовательности, при которой флюиды сверхвысокой солености сменяются разбавленными флюидами в области кровли на обратную, можно ожидать в точках над погребенным интрузивом, где ранние флюиды являются поровыми водами из вмещающих пород и куда магматические флюиды попадают в более позднее время (рис. 31, *а*, линия *А*).

Данные по изотопии кислорода и водорода позволяют говорить, что К-метасоматоз может ассоциироваться с газово-жидкими включениями сверхвысокой солености, свидетельствующей об их магматическом происхождении или взаимодействии флюидов с магматическими породами при магматических температурах, и что филлитизация должна быть связана

с флюидами низкой солености. Многочисленные исследования показывают, что с породами, претерпевшими К-метасоматоз, ассоциируются не только газово-жидкие включения сверхвысокой солености с высокими и средними температурами гомогенизации, но также и включения, содержащие флюиды, относительно низкой солености ($\leqslant$ 4 Мл NaCl-эквивалента). Сходным образом филлитизация связана не только с флюидами низкой солености, обладающими температурами гомогенизации порядка 250—350° С, но в редких случаях и с высокотемпературными флюидами сверхвысокой солености (температуры близки к верхней границе стабильности мусковита, т. е. к $\sim$625° С). Следовательно, нельзя провести четкой границы между К-метасоматозом и филлитизацией ни по температуре флюида (ниже 625° С), ни, что более важно, по его солености.

Грунтовые воды, циркулирующие сквозь боковые породы, примыкающие непроницаемым (нетрещиноватым) плутонам, не будут существенно повышать свою температуру (исключение составляют участки у непосредственного контакта), поскольку распространение тепла может осуществляться только вследствие теплопроводности пород вкрест контакта [208, 47]. Лишь немногими независимыми друг от друга исследованиями зафиксировано образование эпидота, хлорита, кальцита и ортоклаза в магматических боковых породах из флюидов низкой и умеренной солености, имевших температуру от $\sim$ 150 до 300° С на расстоянии по горизонтали приблизительно 2,5 км от предполагаемого центра гидротермальной активности [93, 13, 109, 172]. Исследования на месторождении Сьеррита показывают, что флюиды, обусловившие пропилитизацию силикатных боковых пород, были способны также вызывать К-метасоматоз при несколько более высоких температурах и (или) на более ранних стадиях циркуляции.

Геологические факты свидетельствуют о том, что безводный тактит (гранат + пироксен) мог начать формироваться в карбонатных боковых породах до окончательного формирования порфировой интрузии. Газово-жидкие включения в гранате месторождения Санта-Рита [1] и в гранат-диопсидовой измененной породе месторождения Или [132] гомогенизируются при 325—425° С и 450—500° С соответственно и обладают низкой или умеренной соленостью. В рудном теле скарнового типа Уэст на месторождении Коппер-Каньон Нэш и Теодор [196] установили, что включения со сверхвысокой соленостью предшествуют включениям с низкой соленостью, однако Теодор (см. [194]) сообщает также, что включения в гранате из этого месторождения содержат вскипающие флюиды низкой солености, которые гомогенизируются при 540° С. Кварц-пиритовые жилы, секущие гранат на месторождениях Санта-Рита и Или, содержат газово-жидкие включения со сверхвысокой соленостью, которые гомогенизируются в интервале температур 250—450° С. Эти жилы на обоих месторождениях прямо или косвенно могут быть связаны с актинолитовыми жилами, более поздними, чем гранат. Характер изменения солености флюидов в карбонатных боковых породах на месторождениях Санта-Рита и Или напоминает тот, который наблюдается в области кровли месторождения Ред-Маунтин (Аризона), и можно полагать, что он отражает раннюю циркуляцию эндогенных (метеорных) флюидов и более позднюю циркуляцию экзогенных (частично магматических) растворов. Требуются дальнейшие исследования для оценки предположения Эйнауди [79] о том, что водные тактиты поздней стадии на медно-порфировых месторождениях связаны с флюидами, которые также обусловили позднестадийную филлитизацию в примыкающей интрузии.

Изотопы серы. Омото и Рай [210] охарактеризовали отношения изотопов серы в минералах из различных медно-порфировых месторождений, воспользовавшись главным образом неопубликованными данными К. У. Филда. Хотя имеются местные вариации, эти данные в основном показывают,

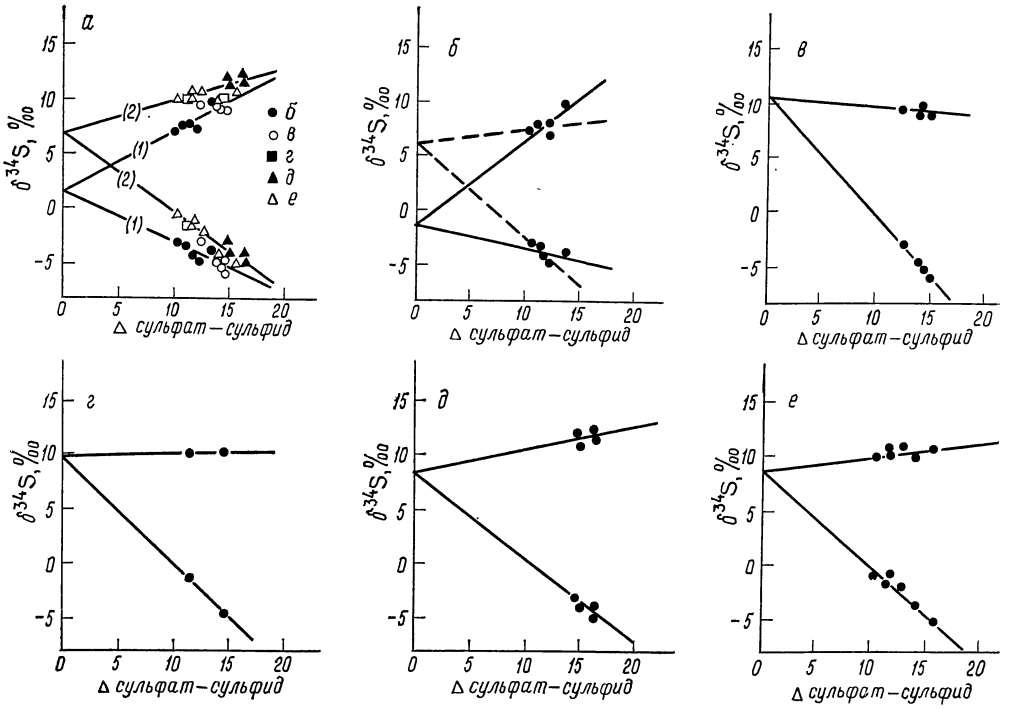


Рис. 32. Отношения изотопов серы в сульфидных и сульфатных минералах гидротермальных ассоциаций из месторождения Эль-Сальвадор. Использованы данные Филда и Густафсона [87]. *а* — все данные [87]; линия 1 связывает точки, относящиеся к ранним жилам, линия 2 — относящиеся к поздним жилам (см. ниже). *б* — ранняя К-силикатная порода: ангидрит + халькопирит или борнит; пунктирная линия связывает пропущенные пары точек с наибольшими значениями Δ. *в* — ранние жилы *A*: ангидрит + халькопирит или борнит. *г* — переходные жилы *B*: ангидрит + халькопирит или пирит. *д* — поздние жилы *D*: ангидрит или гипс + пирит. *е* — поздняя серицит-хлоритовая порода: ангидрит + + халькопирит или пирит.

что $\delta^{34}S$ сульфидов близко к нулю и что разница между сульфидными и сульфатными минералами приблизительно одинаковая (10—15‰). Относительное постоянство отношений для сульфидов и одинаковые различия между сульфидами и сульфатами из разных месторождений свидетельствуют об очень большом сходстве источников серы, а также температур и величин pH и $a(O_2)$ растворов. Омото и Рай [210] пришли к заключению, что сера в большинстве медно-порфировых месторождений «произошла в значительной степени из магматических источников либо вследствие отделения магматических флюидов, либо путем растворения во флюидах сульфидов магматического происхождения». В дальнейшем было высказано предположение, что на месторождениях Гейлор-Крик и Морокоча потенциальными источниками серы могли быть соответственно осадочные сульфиды и эвапоритовый ангидрит.

Филд и Густафсон [87] оценили данные по сосуществующим сульфидам и сульфатам месторождения Эль-Сальвадор, используя прямые линии, которые соединяют величины $\delta^{34}S$ обоих типов минералов и пересекаются в точке, соответствующей $\Delta = 0$ (рис. 32, *а*). Авторы предположили, что источник серы для ранней ангидрит-халькопирит-борнитовой ассоциации ($\delta = 1{,}6$‰) отличался от источника, который обусловил образование более поздней ангидрит-пирит-халькопиритовой ассоциации ($\delta = 6{,}8$‰). Ранняя ассоциация связана с К-силикатным метасоматозом, а поздняя — с про-

цессом образования серицитсодержащих измененных пород. Анализ данных для каждой из пяти различных групп жил с использованием того же метода (рис. 32, *б* — *г*) показывает, что смена источника с низким $\delta^{34}S$ источником с высоким значением этого параметра могла происходить в процессе развития жил даже раньше, чем указывают Густафсон и Филд, возможно в начале основного отложения сульфидов в ранних жилах «А», и что $\delta^{34}S$ более позднего источника серы могла быть более 6,8‰.

Гидротермальное изменение и минерализация на медно-порфировых месторождениях юго-западной части Северной Америки: синтез

Из вышепроведенного обсуждения факторов, влияющих 1) на образование ассоциаций сульфидов и минералов, связанных с процессами изменения, 2) на широкое разнообразие проявлений и ассоциаций специфических минералов и 3) на температурный интервал и состав флюидов, циркулирующих в медно-порфировых системах, можно легко понять, почему не может быть предложено универсальное простое объяснение эволюции этих месторождений. Однако при углубленном рассмотрении одного месторождения или группы месторождений, находящихся в сходных геологических условиях, оказывается возможным создать подходящую последовательную генетическую модель, основанную на генетических наблюдениях и аналитических данных. В предлагаемой главе внимание будет сосредоточено на медно-порфировых месторождениях юго-западной части Северной Америки и на согласовании современных представлений [21, 270, 23] с данными по этим месторождениям. Процессы, обсуждаемые ниже, начинаются с первых моментов гидротермальной активности внутри или вблизи близповерхностной интрузии, которая в конце концов становится вмещающей медно-порфировое месторождение.

Мы начнем свое рассмотрение с месторождения Санта-Рита (Нью-Мексико). Величины солености и температуры гидротермальных флюидов, определенные по газово-жидким включениям, приведены на рис. 33. Хронологическая последовательность различных генераций флюидов определяется геологическими объектами, с которыми они взаимодействовали. Самые ранние из циркулировавших растворов имели высокую соленость в пределах 15—35 Мл NaCl-эквивалента и температуры гомогенизации более

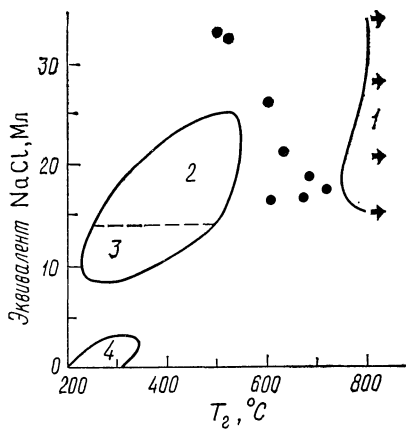


Рис. 33. Температуры гомогенизации и величины солености 750 газово-жидких включений из медно-порфирового месторождения Санта-Рита (Нью-Мексико). Относительный возраст групп флюидов обозначен порядковыми цифрами, начиная с более раннего типа. Точками показаны отдельные включения, не попавшие ни в одну из четырех групп. Переходы между группами 1, 2—3 и 4 хорошо определяются также по разнице температур или по разнице величин солености (использованы данные Рейнолдса [231]).

750° С (группа 1). Последующая генерация флюидов (группа 2) обладала несколько меньшей, хотя все еще достаточно высокой соленостью, но значительно более низкими, не превышающими 500° С температурами гомогенизации включений. Со временем эти растворы снизили как свою температуру, так и соленость (группа 3). Затем последовало радикальное снижение солености флюидов до менее чем 3 Мл NaCl-эквивалента, однако температуры гомогенизации газово-жидких включений изменились слабо (группа 4). Парагенетическая последовательность гидротермальных минералов, связанных с разными флюидами, показана в табл. 3. Ранние жилы чистого кварца

Таблица 3. **Обобщенные данные по жилам из штока медно-порфирового месторождения Санта-Рита (Нью-Мексико)**

Группа флюида	Минеральная ассоциация	$T_г$, °С	$\delta^{18}O_B$, ‰
2	qtz+orth+biot+mag+ap	>775	>7,5 *
2	qtz+orth+biot	300—525	0—5 **
3	qtz+orth	250—450	
4	qtz+orth+chl+cp+py+mag	200—350	1,0 ***
4	qtz+ser+py	200—350	—0,8—+2,3 ****

Парагенетическая последовательность дана по Нильсену [198] и Рейнолдсу [231]. Сокращенные названия минералов расшифрованы в словаре в конце статьи. Группы флюидов выделены на основе температур гомогенизации газово-жидких включений и величин солености, указанных на рис. 33. Пунктирная линия является границей между флюидами со сверхвысокой и низкой соленостью. Самые ранние минералы — вверху, самые поздние — внизу. Данные по соотношению изотопов кислорода воды приведены по следующим источникам:

* Рассчитано из $\delta^{18}O_{qtz} = 8{,}1 \div 8{,}2$ ‰ ([249]; измерения проведены Тейлором совместно с Рейнолдсом [231] при указанных температурах).

** То же самое, но использован интервал температур 250—525° С.

*** Рассчитано из $\delta^{18}O_{qtz} = 9$‰, $\delta^{18}O_{chl} = 0{,}3$‰, $\delta^{18}O_{K-spar} = 6{,}1$‰, а температура 300° С определена по фракционированию изотопов и гомогенизации газово-жидких включений. Изотопные измерения проведены Тейлором совместно с Рейнолдсом [231].

**** Рассчитано по данным Шеппарда [249] с использованием температур между 250 и 350° С, установленных Рейнолдсом [231] при изучении газово-жидких включений.

и жилы, состоящие из кварца, К-полевого шпата, биотита и апатита, непротяженны и птигматитообразно смяты. Более поздние жилы калиевых минералов, лишенные апатита, распространены шире и не обнаруживают признаков пластической деформации. Следующая за падением солености флюидов сульфидная минерализация ассоциируется с кварц-хлорит-калишпатовыми изменениями. В брекчиевой трубке Уим-Хилл хлорит встречается в жилах и материале матрикса, а также как продукт изменения более раннего биотита. Конечная ассоциация, связанная с процессом околопрожилкового изменения, состоит из кварца, серицита и пирита. Отношение изотопов кислорода кварца и К-полевого шпата во время понижения температуры, испытанного флюидами сверхвысокой солености, существенно не изменяется; при этом температуры, определенные по фракционированию изотопов в этой паре минералов, оставались на уровне магматических. Кислород кварца из более поздней кварц-хлорит-калишпатовой ассоциации, с которой связана минерализация, изотопически тяжелее, чем кислород кварца в более ранних калиевых жилах, однако в полевом шпате он легче в более поздней ассоциации. Кварц самых поздних жил в зоне филлитизации обладает отношением изотопов кислорода, самым высоким из до сих пор установленных. Пары минералов из ассоциации, содержащей хлорит, дают температуры конгру-

энтного фракционирования изотопов около 305° С; эта величина получена по данным фракционирования изотопов кислорода, приведенным в работах Боттинги и Джавоя [31] и Уэннера и Тейлора [279] и согласующимся с температурой гомогенизации газово-жидких включений с низкой соленостью. Хорошо согласуются между собой рассчитанные отношения изотопов кислорода для относительно разбавленных растворов, находящихся в равновесии с каждой из двух ассоциаций сульфидсодержащих минералов. На основе изучения стабильных изотопов на месторождении Санта-Рита и других месторождениях юго-западной части Северной Америки Шеппард [249] и Тейлор [263] приписали ранним минерализованным флюидам, ассоциирующимся с биотитом, магматическое происхождение, а более поздним разбавленным флюидам, обусловившим филлитизацию, преимущественно метеорное. Исходя из данных по газово-жидким включениям и дополнительной информации об изотопах (табл. 3), можно вполне резонно предположить, что флюиды, обусловившие гипогенную минерализацию, также имели преимущественно метеорное происхождение.

В табл. 4 суммированы парагенетические соотношения гидротермаль-

Таблица 4. **Парагенетическая последовательность гидротермальных минералов и соответствующие температуры гомогенизации газово-жидких включений на медно-порфировом месторождении Минерал-Парк (рудный участок Итака-Пик)**

Минеральная ассоциация	$T_г$, °С
qtz + orth + biot + mag	300—320
qtz + (orth + biot равновесный)	400—430
qtz + orth + anh + mo	350
qtz + mo	320
qtz + orth + chl + cp + py + mag	300
qtz + ser + py	300

Сокращения названий минералов расшифрованы в словаре в конце статьи. Самая ранняя ассоциация — вверху, самая поздняя — внизу. Пунктирная линия обозначает переход от ранних флюидов с высокой соленостью к флюидам с низкой соленостью. (По Уилкинсону [283].)

ных минералов и характеристики газово-жидких включений медно-молибденового порфирового месторождения Минерал-Парк (Аризона) [283]. Там молибденит присутствует в значительных количествах и, по существу, обусловливает экономическую ценность месторождения. На рудном участке Итака-Пик парагенетическая последовательность минералов, связанных с процессами изменения, сходна с ранее упоминавшейся последовательностью на месторождении Санта-Рита. Вслед за начальной стадией формирования пегматитовой кварц-биотитовой ассоциации шло последовательное образование таких парагенетических ассоциаций: кварц + ортоклаз + молибденит, кварц + ортоклаз + хлорит + халькопирит + пирит + магнетит и, наконец, кварц + серицит + пирит с небольшим количеством хлорита. На месторождении Минерал-Парк не известны высокотемпературные (~800° С) газово-жидкие включения, но ранние флюиды со сверхвысокой соленостью сменились флюидами с более низкой соленостью (< 2 Мл NaCl-эквивалента), и уменьшение солености произошло в то время, когда биотит перестал образовываться как гидротермальная фаза. Однако на Санта-Рите изменение солености имеет место позднее кварц-калишпатового изменения. На рудном

участке Итака-Пик, как и на месторождении Санта-Рита, отложение халькопирита происходило при переходе от К-метасоматоза к филлитизации, когда ранее образовавшийся биотит стал нестабильным и начал превращаться в хлорит и (или) замещаться сульфидами. Последовательные парагенетические ассоциации на этом месторождении укладываются в интервал температур гомогенизации газово-жидких включений менее 50° С.

Следующий ряд данных, который будет рассмотрен (табл. 5), показы-

Таблица 5. **Парагенетические последовательности гидротермальных минералов и температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварц-монцонитовых и биотит-кварц-диоритовых боковых породах на медно-порфировом месторождении Сьеррита**

Кварцевый монцонит	$T_г$, °С	Кварцевый диорит
QTZ + ORTH + biot + + hem	310—360	
QTZ + OPTH + (hem)	300—350	QTZ + BIOT + (orth)
QTZ + ORTH + (hem)± ± biot	390	QTZ + (epid + chl + ser + cp + py)
	410	QTZ + BIOT + orth + alb + anh + (ser)
	370	qtz + epid + cp + py + (chl + mag)
	370	QTZ + BIOT + orth + alb + ser
	320—350	qtz + epid + chl + anh + ser + CP + (mag + + mo)
	360	QTZ + BIOT + orth + alb + ser + anh
QTZ + ORTH + (hem)	310—350	qtz + EPID + anh + mag + mo + CP + py + + (chl + ser)
QTZ + ORTH + (hem) py	320	QTZ + BIOT + orth + anh + alb + ser
qtz + epid + chl + + anh + CP	290—320	qtz + EPID + CP + py + (chl + anh + ser + + mag + mo)
qtz + SER + PY	300	
QTZ + MUSC + chl + + cp + (bn)	250—280	
cp + py + (bn)	190—230	

Пунктирная линия указывает на смену ранних газово-жидких включений с высокой соленостью жидкой фазы более поздними включениями с низкой соленостью. Главные минералы обозначены прописными буквами, второстепенные — строчными, редкие — заключены в скобки. Квадратными скобками обозначены отдельные жилы в биотит-кварцевом диорите. Возраст жил уменьшается сверху вниз. Сокращения названий минералов см. в словаре в конце статьи. (По Прису и Бине, письменное сообщение, 1981.)

вает одновременную эволюцию двух различных типов изменения в кварц-монцонитовых и кварц-диоритовых боковых породах, непосредственно примыкающих к интрузии кварц-монцонитовых порфиров, на месторождении Сьеррита (Аризона). В кварц-монцонитовой боковой породе последовательно развивались вторичные ассоциации от кварц-ортоклаз-биотит-гематитовой через лишенную биотита до кварц-хлорит-эпидотовой с сульфидной минерализацией. Как на Санта-Рите, так и на участке Итака-Пик переход от концентрированных флюидов к разбавленным совпадает с выпадением биотита из калиевой ассоциации. В соседствующем кварцевом диорите каждая из нескольких генераций секущих жил сопровождается ранним кварц-ортоклаз-биотитовым изменением, которое сменяется кварц-хлорит-эпидотовым, с которым ассоциируется отложение сульфидов. Последовательное образование жил происходит в температурном интервале примерно 125° С, однако смена минеральных ассоциаций не может быть приписана простому охлаждению гидротермального раствора, так как температура формирования поздней

пропилитовой ассоциации каждой генерации жил перекрывает температуру, при которой начинается ранний К-метасоматоз, связанный с жилами последующей генерации. Таким образом каждая генерация жил в кварцевом диорите характеризуется парагенетической последовательностью, сходной с общим ходом гидротермальной минерализации в примыкающем кварцевом монцоните, и можно, не боясь ошибиться, утверждать, что смена гидротермальных минералов контролируется преимущественно химическими явлениями.

На месторождении Сьеррита на расстоянии нескольких километров от интрузии кварц-монцонитовых порфиров в гранодиоритовых боковых породах не отмечается ни концентрированных флюидов во включениях, ни развития стабильного биотита в процессе изменения (табл. 6). Самые ранние

Таблица 6. **Парагенетическая последовательность жильных минералов и температуры гомогенизации газово-жидких включений из гранодиоритовых боковых пород на расстоянии 2 км от центральной порфировой интрузии на медно-порфировом месторождении Сьеррита (Аризона)**

Минеральная ассоциация	$T_г$, °C
qtz + orth	340—360
qtz + cp + py	250—320
orth + epid	170—230

Все газово-жидкие включения принадлежат к разновидности с низкой соленостью жидкой фазы. Самая ранняя ассоциация — вверху, самая поздняя — внизу. Сокращения названий минералов см. в словаре в конце статьи. (По Хейнсу и Титли [109].)

кварц-калишпат-магнетитовые жилы аналогичны жилам в интрузии и имеют сравнимые температуры гомогенизации и величины солености газово-жидких включений. Сменяющие их кварц-сульфидные жилы сначала содержат К-полевой шпат, а позднее небольшое количество серицита. На поздней стадии в гранодиоритовых боковых породах образуются кварц-калишпат-эпидот-хлоритовые жилы, температура формирования которых близка к 225° С.

Сменяющие одна другую ассоциации вторичных силикатных минералов в интрузивных породах отражают систематическое изменение химизма гидротермальных флюидов на рассматриваемых месторождениях. Рис. 34, *а* является обобщенным вариантом рис. 23, *в*, на нем показаны соотношения стабильности биотита, хлорита, К-полевого шпата и мусковита. Фазовые соотношения, изображенные на рис. 34, *а*, основаны на ассоциациях, приведенных в табл. 3, 4 и 5, а вертикальная ось отражает соотношения Mg^{2+}- и Fe^{2+}-составляющих твердых растворов биотита и хлорита. Биотит-ортоклазовая ассоциация образуется из флюидов сверхвысокой солености, которые, как показывает изотопный анализ и исследования газово-жидких включений, имеют магматическое происхождение. Последующее поступление в гидротермальную систему флюидов низкой солености обусловливает порядок формирования минеральных ассоциаций, который свидетельствует о прогрессирующем уменьшении отношения катион/водород в подвергавшейся изменению породе (стрелка на рисунке). Эта последовательность выделения минералов, наблюдаемая на многих месторождениях, может быть представлена в виде серии частных равновесных состояний при почти постоянной температуре по мере постепенного замещения К-ассоциации ассоциацией, развивающейся при филлитизации, связанной с метеорными водами.

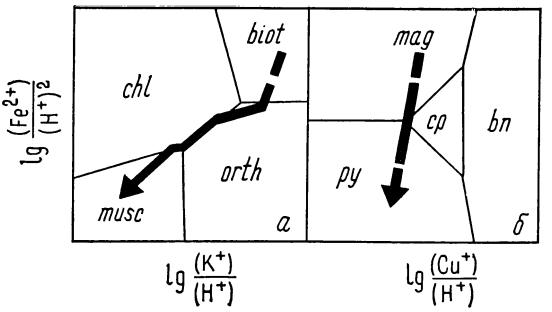


Рис. 34. Схематическое изображение соотношений устойчивости среди силикатных (*слева*) и сульфидных (*справа*) минералов. Сокращения названий минералов см. в словаре в конце статьи. На силикатной диаграмме отражено содержание Fe-составляющей в биотите и хлорите. Обе эти диаграммы являются комбинациями диаграмм на рис. 23, *в* и 25, *а*, построенных с использованием минеральных ассоциаций, приведенных в табл. 3, 4 и 5, для вывода коэффициентов, откладываемых по вертикальной оси (см. объяснение в тексте). Стрелки показывают изменение ассоциаций (от ранних к поздним). Общий тренд на диаграмме сульфидов и окислов неопределенный, но он проходит через точку, в которой сходятся поля халькопирита, пирита и магнетита, или вблизи нее.

Рис. 34, *б* аналогичен рис. 25, *а* и схематически показывает соотношения устойчивости рудных минералов при температурах, аналогичных тем, которые имелись в виду на рис. 34, *а*. Концентрация H_2S в водной фазе на рис. 34, *б* точно не определена, но при высоких ее значениях халькопирит, пирит и магнетит могут сосуществовать, а при низких между полями магнетита и пирита появляется поле гематита. Наблюдения, суммированные в табл. 3, 4 и 5, свидетельствуют о том, что отношение $(Fe^{2+})/(H^+)^2$, соответствующее равновесию ортоклаз — биотит на рис. 34, *а*, лежит в поле стабильности окисла железа (магнетита или гематита), как это показано прерывистыми отрезками линии на рис. 34, *б*. Точка *A* на этой несиликатной диаграмме снова, как на рис. 25, *а*, должна была бы изображать раннюю ассоциацию, возникшую из магматических флюидов сверхвысокой солености. Сходным образом величина $(Fe^{2+})/(H^+)^2$ (или, вернее, интервал величин), определяющая на рис. 34, *а* равновесие ассоциации мусковит + хлорит, на рис. 34, *б* должна находиться внутри поля стабильности пирита. Прерывистые отрезки линии, проходящие через поля равновесия этих силикатов, расположены так, что все соответствующие силикат-сульфидные ассоциации, перечисленные в табл. 3, 4 и 5, находят свое отражение. Переходная зона между прерывистыми отрезками линии на рис. 34, *б* определяет интервал составов растворов, в котором хлорит и ортоклаз совместимы. Этот интервал составов включает поле стабильности халькопирита и охватывает ассоциацию ортоклаз + хлорит + халькопирит + пирит ± магнетит, которая всегда появляется на рассматриваемых месторождениях в связи с флюидами низкой солености. Стрелка, показывающая парагенетические последовательности на рис. 34, *б*, хорошо бы совпадала с данными табл. 3, 4 и 5, однако на ее положение сильно повлияла поздняя сульфидная ассоциация месторождения Сьеррита. Эти сульфиды образовались при температуре около 200° С, так что принятые для рис. 34, *а* и *б* условия, близкие к изотермальным, здесь непригодны. Кроме того, соотношения устойчивости рудных минералов, показанные на рис. 34, *б*, могут измениться, если связанная и полностью растворенная сера подвергнется окислению или восстановлению. Эти процессы понижают или повышают отношение сульфид/сульфат, а следовательно, и концентрацию H_2S. Наблюдаемая последовательность образования рудных минералов может быть интерпретирована, как и в случае с соответствующими ассоциациями силикатов, в виде серии частных равновесных состоя-

ний; однако существенная разница между последовательными рядами силикатных и рудных минералов заключается в том, что последние контролируются и обусловливаются реакциями изменения, в которые вовлекаются и первые, когда главные породообразующие минералы приходят в равновесие с метеорными флюидами.

Как можно видеть на рис. 34, *б* и как это зафиксировано полевыми наблюдениями, возникающая в процессе изменения кварц-серицит-пиритовая ассоциация не содержит халькопирит в качестве сосуществующей фазы. Таким образом, филлитизация приводит к развитию пирита за счет халькопирита (сходным образом происходит замещение К-полевого шпата и хлорита мусковитом), и это можно рассматривать как процесс разрушения руды. Однако в процессе эволюции гидротермальных минеральных ассоциаций при продолжающемся притоке метеорных вод и возросшем отношении вода/порода распространение трещин ограничивается зоной контакта между интрузией и боковой породой (рис. 28). В результате образуются: убогоминерализованная центральная часть интрузии, которая была трещиноватой только во время проявления безрудного К-метасоматоза; зона, расположенная дальше от центра, охваченная трещинообразованием в промежуточные стадии и, следовательно, испытавшая приток флюидов во время минерализации, и еще одна зона, самая внешняя, в которой продолжалось развитие трещин и поступление флюидов в течение более поздней разрушающей руду филлитизации. Согласно этой модели, внешнее ограничение рудной оболочки зоной филлитизации (рис. 21) обусловлено удалением ранней минерализации из последней зоны, а не представляет собой первичную границу осаждения сульфидов, например, во время оттока и охлаждения магматических флюидов. В интрузиях, где позднее трещинообразование не фокусировалось в зоне контакта, ранняя минерализация может быть полностью вынесена. Медь, ремобилизованная во время филлитизации, может быть переотложена из циркулирующих флюидов в результате соответствующих термальных и химических процессов в интрузии и над ней, как предполагает Бримхолл [34] для главной стадии минерализации на месторождении Бьютт. Однако на месторождении Ред-Маунтин (Аризона) сульфиды, выполняющие жилы, отлагались из концентрированных флюидов, которые следовали за более разбавленными растворами; такое соотношение метеорных и магматических флюидов характерно для области кровли.

В настоящее время невозможно прийти к какому-либо твердому заключению об источниках меди и серы на медно-порфировых месторождениях юго-западной части Северной Америки. Из наблюдений над халькопиритом во включениях предварительно можно предположить, что существенное количество растворенной меди могло присутствовать на относительно ранних стадиях циркуляции магматических флюидов в интрузиях и метеорных флюидов в кровле, но что металл не отлагался вплоть до поздних стадий. К сожалению, относительно небольшие фракции магматических или метеорных флюидов, смешанные с большим количеством контрастных разностей, трудны для обнаружения с использованием температурных, концентрационных и изотопных критериев. Однако с некоторой долей вероятности можно предположить, основываясь на величинах солености жидкой фазы включений и отношениях изотопов кислорода, что приток метеорной воды в описанные медно-порфировые системы предшествовал началу филлитизации и формированию гипогенной медной минерализации. Но в настоящее время невозможно установить первичный источник сульфидов, осаждавшихся из флюидов, которые имели преимущественно, если не полностью, метеорное происхождение.

Описанные здесь особенности парагенезиса присущи и другим месторождениям той же самой области, как, впрочем, и других регионов мира.

Однако не следует думать, что данная здесь обобщенная характеристика является общей моделью генезиса медно-порфировых месторождений. Минералогия других упомянутых здесь месторождений, особенности их газово-жидких включений могут значительно отличаться, хотя вариации обычно имеют систематический характер и предсказуемы. Эти отличия могут быть приписаны таким факторам, как уровень эрозионного среза, литология интрузивных и боковых пород, а также влияние наложенной тектоники (трещиноватости) на природу потока флюида внутри сложных гидротермальных систем. Многочисленные исследования постоянно вносят изменения (в некоторых случаях существенные, в других незначительные) в наши знания о различных физических и химических параметрах, имеющих отношение к развитию медно-порфировых месторождений. Эти изменения могут касаться 1) процесса снижения температуры, 2) уменьшения концентрации растворов в интрузиях, 3) локализации трещиноватости у контакта интрузия — боковая порода, 4) уменьшения $\delta^{18}O$ гидротермальных флюидов, равновесных с минералами, возникающими в процессе изменения, и 5) парагенетической последовательности образования минералов при изменениях, отражающей уменьшение отношения катион/водород или снижение температуры в сосуществующем гидротермальном флюиде. Отложение халькопирита может быть вызвано понижением температуры, возрастанием pH раствора («нейтрализация»), разбавлением раствора и процессами окисления — восстановления; доказательства каждой из этих причин могут быть получены из минералогических описаний и данных по газово-жидким включениям отдельных месторождений. Если систематические изменения и наблюдаются в общем в течение развития медно-порфировых месторождений, то изменчивость этих месторождений в деталях, наблюдаемая в мировом масштабе, говорит о гибкости процессов и разнообразии среды, связанных с их генезисом.

Заключение

1. Гидротермальные минералы медно-порфировых месторождений могут быть сгруппированы в сменяющие одна другую ассоциации, представляющие собой продукты К-метасоматоза, филлитизации, аргиллизации и пропилитизации в силикатных породах и водный и безводный скарн в карбонатных породах. О закономерных пространственных и временных соотношениях можно судить по гидротермальным минеральным ассоциациям, на которые частично влияет литологическая обстановка.

2. Специфические минеральные ассоциации отражают основные различия температурных и химических характеристик гидротермальных растворов в разное время и в различных местах медно-порфировой системы. Минеральные ассоциации, более поздние по образованию и занимающие гипсометрически более высокое положение, обнаруживают такие особенности, которые указывают на однократное или многократное падение температуры, возрастание кислотности и увеличение активности кислорода и серы. Зональность и парагенетическая последовательность минералов, возникающих при процессах изменения, могут быть выражены через изменение температуры и состава гидротермальных флюидов (охлаждение и нейтрализация соответственно).

3. Изотопный состав кислорода и водорода свидетельствует о том, что в различное время и в разных местах сложной медно-порфировой гидротермальной системы присутствовали флюиды как магматического, так и метеорного происхождения. Изучение газово-жидких включений показывает, что характер распределения гидротермальных флюидов высокой и относительно

низкой солености соответствует магматическому происхождению первых и метеорному происхождению вторых.

4. Подавляющее большинство газово-жидких включений из медно-порфировых месторождений имеют температуры гомогенизации, оптимальные для тепло- и массопереноса в конвективной гидротермальной системе (примерно 300—450° С).

5. Не наблюдается какого-либо универсального соответствия между специфическими ассоциациями, возникшими в процессе изменения, сульфидной минерализацией или растворами предположительно магматического или метеорного происхождения.

6. Данные по стабильным изотопам и газово-жидким включениям, а также моделирование потоков флюидов свидетельствуют о том, что приток метеорной воды в порфировые интрузии происходил на ранней стадии развития процессов гидротермального изменения и минерализации.

Благодарности

Многие идеи, касающиеся региональной геологии и высказанные здесь, были уточнены в процессе обсуждения с П. Э. Деймоном, Г. Х. Девисом, П. Дж. Кони и Т. Л. Хейдриком. В частности, мы благодарны Д. Л. Нортону за конструктивное критическое обсуждение ряда концепций генезиса порфиров. Полевая и лабораторная работа, проведенная бывшими студентами Р. Дж. Боднаром, Н. Э. Леманом, С. Л. Манске, Д. В. Перри, Р. К. Присом, Т. Дж. Рейнолдсом, Р. Томпсоном. В. А. Уокером, Дж. Л. Уайтом, У. Х. Уилкинсоном-мл., М. Л. Феллоусом и Ф. М. Хейнсом, во многом способствовала развитию обсуждаемой концепции генезиса медно-порфировых месторождений. Неопубликованные радиологические данные были великодушно предоставлены П. Э. Деймоном и Мухамедом Шафикллахом; петрологические данные по месторождениям восточной части Канады предоставлены У. Дж. Мак-Милланом. Совершенно невозможно было бы составить этот обзор без содействия многих горнодобывающих компаний, сотрудники которых предоставили нам возможность изучить многие месторождения Тихоокеанского бассейна в течение последнего десятилетия; мы очень благодарны за столь большую любезность со стороны геологического персонала компаний. Дж. Вудуорд помог нам в сборе материала, а Б. З. Бин — в перепечатке текста. Благодаря просмотру рукописи К. У. Бернемом, Р. Дж. Боднаром, П. К. Симсом и Дж. Дж. Хемли она значительно улучшилась. Некоторые положения и интерпретации, предложенные здесь, могут быть спорными; мы несем за них полную ответственность. Работа, результаты которой изложены в части II, частично финансировалась Национальным научным фондом (субсидии EAR 77-13642, EAR 78-22897 и EAR 79-20882).

Словарь

Ad — андрадитовая составляющая грандитового граната
alb — альбит
alun — алунит
amph — актинолитовый амфибол (тремолит — ферротремолит)
An — анортитовая составляющая плагиоклаза
and — андалузит
anh — ангидрит
ap — апатит
biot — биотит (аннит — флогопит)
bn — борнит

cal — кальцит
cc — халькозин
chl — хлорит (клинохлор — дафнит)
Clz — клиноцоизитовая составляющая эпидота
cor — корунд
cp — халькопирит
cv — ковеллин
di — диопсидовая составляющая пироксена
dias — диаспор
enar — энаргит
ep — Fe^{3+}-содержащий компонент эпидота
epid — эпидот (твердый раствор Al^{3+} — Fe^{3}-компонентов)
gar — гранат (гроссуляр — андрадит)
gr — гроссуляровая составляющая гранditового граната
hem — гематит
kaol — каолинит
K-spar — К-полевой шпат
mag — магнетит
mo — молибденит
mont — монтмориллонит
musc — мусковит
orth — ортоклаз
par — парагонит
plag — плагиоклаз
po — пирротин
px — пироксен (диопсид — геденбергит)
py — пирит
pyro — пирофиллит
qtz — кварц
ser — серицит
ten — теннантит
tc — тальк
Tr — тремолитовая составляющая амфибола
wol — волластонит

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ahmad S. N.*, *Rose A. W.*, Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico; Econ. Geol., v. 75, p. 229-250, 1980.
2. *Allen D. G.*, *Panteleyev A.*, *Armstrong A. T.*, Galore Creek, in: Sutherland Brown A., ed., Porphyry deposits of the Canadian Cordillera: CIM, Spec. Vol., 15, p. 402-414, 1976.
3. *Anderson C. A.*, Alteration and metallization in the Bagdad porphyry copper deposit, Arizona: Econ. Geol., v. 45, p. 609-628, 1950.
4. *Anderson C. A.*, Areal geology of the southwest, in: Titley S. R., and Hicks C. L., eds., Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tuscon, Univ. Arizona Press, p. 3-16, 1966.
5. *Allen D. G.*, Arizona and adjacent New Mexico, in: Ridge J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933-1967 (Graton-Sales vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 1163-1190, 1968.
6. *Anderson C. A.*, *Silver L. T.*, Yavapai series—a greenstone belt: Arizona Geol. Soc. Digest 10, p. 13-26, 1976.
7. *Anderson C. A.*, *Scholz E. A.*, *Strobell J. D., Jr.*, Geology and ore deposits of the Bagdad area, Yavapai County, Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 278, 103 p., 1955.
8. *Armstrong R. L.*, A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth: Rev. Geophysics, v. 6, p. 175-200, 1968.
9. *Armstrong R. L.*, *Suppe J.*, Potassium-argon geochronometry of Mesozoic igneous rocks in Nevada, Utah and southern California: Geol. Soc. America Bull., v. 84, p. 1375-1392, 1973.
10. *Atwater T.*, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: Geol. Soc. America Bull., v. 81, p. 3513-3536, 1970.
11. *Bain J. H. C.*, A summary of the main structural elements of Papua New Guinea, in: Coleman P. J., ed., The Western Pacific: Island arcs, marginal seas, geochemistry: Nedlands, Univ. Western Australia Press, p. 147-161, 1973.
12. *Baldwin J. T.*, *Swain H. D.*, *Clark G. H.*, Geology and grade distribution of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea: Econ. Geol., v. 73, p. 690-702, 1978.
13. *Ballantyne G. H.*, Thermal gradients in the North Silver Bell alteration halo: Soc. Econ. Geologists Field Cont., Apr. 3-6, 1978, Guidebook, 8 p., 1979.

14. *Banks N. G.*, Biotite as a source of some of the sulfur in porphyry copper deposits: Econ-Geol., v. 68, p. 697-703, 1973.
15. *Banks N. G., Cornwall H. R., Silberman M. L., Creasey S. C., Marvin R. F.*, Chronology of intrusions and ore deposition at Ray, Arizona: pt. 1, K-Ar ages: Econ. Geol., v. 67, p. 864-878, 1972.
16. *Barr D. A., Fox P. E., Northcote K. E., Preto V. A.*, The alkaline suite porphyry deposits—a summary, in: Sutherland Brown A., ed., Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera: Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol., 15, p. 359-367, 1976.
17. *Barton P. B., Jr., Skinner B. J.* Sulfide mineral stabilities, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed.: New York, Wiley-Interscience, p. 278-403, 1979.
18. *Bauer H. L., Jr., Breitrich R. A., Cooper J. J., Anderson J. A.*, Porphyry copper deposits in the Robinson mining disrtict, Nevada, in: Titley S. R., Hicks C. L., eds., Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tuscon, Univ. Arizona Press, p. 233-244, 1966.
19. *Baumer A., Fraser R. B.*, Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon. 5, p. 885-866, 1975.
20. *Beane R. E.*, Biotite stability in the porphyry copper environment: Econ. Geol., v. 69, p. 241-256, 1974.
21. *Beane R. E.*, The evolutionary nature of alteration, mineralization, and fluid characteristics in intrustion-related porphyry copper deposits of the southwestern United States (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 12. p. 382, 1980.
22. *Beane R. E.*, Hydrothermal alteration in silicate rocks, in: Titley S. R., ed., Advances in geology of the porphyry copper deposits of southwestern North America: Tuscon, Univ. Arizona Press, p. 117-137, 1981.
23. *Beane R. E., Reynolds T. J., Bodnar R., Preece R., Walker V.*, Temporal variation in fluid characteristics from some porphyry copper deposits of southern Arizona and New Mexico, U.S.A. (abs.): Internat. Geol. Congr., 26th, Paris, 1980, Abstracts, v. 3, p. 904, 1980.
24. *Berzina A. P., Sotnikov V. S.*, Physicochemical conditions of endogene processes in copper-molybdenum deposits in Central Asia: Econ. Geol., v. 72, p. 25-36, 1977.
25. *Bikerman M.*, Isotopic studies in the Roskruge Mountains, Pima County, Arizona: Geol. Soc. America Bull., v. 78, p. 1029-1036, 1967.
26. *Bird D. K.*, Chemical interaction of aqueous solutions with epidote-feldspar mineral assemblages in geologic systems: Unpub. Ph. D. dissert., Univ. California, Berkeley, 121 p., 1979.
27. *Bird D. K., Helgeson H. C.*, Chemical interaction of aqueous solutions with epidote-feldspar mineral assemblages in geologic systems, I. Thermodynamic analysis of phase relations in the system $CaO—FeO—Fe_2O_3—SiO_2—H_2O—CO_2$: Am. Jour. Sci., v. 280, p. 907-941, 1980.
28. *Bird D. K.*, Chemical interaction of aqueous solutions with epidote-feldspar mineral assemblages in geologic systems, II. Equilibrium constraints in metamorphic/geothermal processes: Am. Jour. Sci., v. 281, 1981.
29. *Bird D. K., Norton D. L.*, Chemical mass transfer between circulating fluids and rocks in geothermal systems: I. Correlation of theoretical and observed phase relations among aqueous solutions and minerals: Unpub. ms. available from Dept. of Geosciences, Univeristy of Arizona, Tuscon, AZ 85721, 1981.
30. *Bodnar R. J., Beane R. E.*, Temporal and spatial variations in hydrothermal fluid characteristics during vein-filling in preore cover overlying deeply buried porphyry copper mineralization at Red Mountain, Arizona: Econ. Geol., v. 75, p. 876-893, 1980.
31. *Bottinga Y., Javoy M.*, Comments on oxygen isotope geothermometry: Earth Planet. Sci. Letters, v. 20, p. 250-265, 1973.
32. *Bradfish L. J.*, Petrogenesis of the Tea Cup Granodiorite, Pinal County, Arizona: M.S. Thesis, Univ. Arizona, 160 p., 1978.
33. *Branch C. D.*, Development of porphyry copper and **stratiform** volcanogenic orebodies during the life cycle of andesitic strato-volcanoes, in: Johnson R. W., ed., Volcanism in Australia: Amsterdam, Elsevier, p. 337-342, 1976.
34. *Brimhall G. H., Jr.*, Lithologic determinations of mass transfer mechanisms of multiple-stage porphyry copper mineralization at Butte, Montana, Vein formation by hypogene leaching and enrichment of potassium-silicate protore: Econ. Geol., v. 74, p. 556-589, 1979.
35. *Briskey J. A., Jr., Bellamy J. R.*, Bethlehem Coppers's Jersey, East Jersey, Heustis and Iona Deposits, in: Sutherland Brown, A., ed., Porphyry deposits of the Canadian Cordillera: Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol. 15, p. 105-119, 1976.
36. *Bryner L.*, Notes on the geology of the porphyry copper deposits of the Philippines: Mineral Eng. Mag., v. 19, p. 12-23, 1968.
37. *Bryner L.*, Ore deposits of the Philippines—an introduction to their geology: Econ. Geol., v. 64, p. 644-650, 1969.

38. *Burnham C. W.*, Metallogenic provinces of the southwestern United States and northern Mexico: New Mexico Bur. Mines Mineral Research Bull., 65, 76 p., 1959.
39. *Burnham C. W.*, Facies and types of hydrothermal alteration: Econ. Geol., v. 57, p. 768-784, 1962.
40. *Burnham C. W.*, Hydrothermal fluids at the magmatic stage, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 34-74, 1967.
41. *Burnham C. W.*, Magmas and hydrothermal fluids, uin Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed.: New York, Wiley-Interscience, p. 71-136, 1979.
42. *Butler B. S.*, Ore deposits as related to stratigraphic, structural and igneous geology in the western United States, pt. 1, summary, in: Ore Deposits of the Western States: New York, Amer. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 198-240, 1933.
43. *Camus F.*, Geology of the El Teniente orebody with emphasis on wall-rock alteration: Econ. Geol., v. 70, p. 1341-1372, 1975.
44. *Carson D. J. T., Jambor J. L.*, Mineralogy, zonal relationships and economic significance of hydrothermal alteration at porphyry copper deposits, Babine Lake area, British Columbia: Canadian Inst. Mining Metall. Bull., v. 67, p. 1-24, 1974.
45. *Carson D. J. T., Jambor J. L., Ogryzlo P., Richards T. A.*, Bell copper: Geology, geochemistry and genesis of a supergene-enriched, biotized porphyry copper deposit with a superimposed phyllic zone, in: Sutherland Brown A., ed., Porphyry deposits of the Canadian Cordillera: Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol., 15, p. 245-263, 1976.
46. *Carten R. B.*, Na-(Ca) metasomatism and its time-space relationship to K-metasomatism at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 11, p. 399, 1979.
47. *Cathles L. M.*, An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling: Econ. Geol., v. 72, p. 804-826, 1977.
48. *Chamberlin T. C.*, The method of multiple working hypotheses: Science (reprinted), v. 148, No. 3671, p. 754-759, 1965.
49. *Chappell J.*, Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea—a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes: Geol. Soc. America Bull., v. 85, p. 553-570, 1974.
50. *Cheney E. S., Trammell J. W.*, Batholithic ore deposits (abs.): Econ. Geol., v. 70, p. 1318-1319, 1975.
51. *Chivas A. R.*, Geochemistry, geochronology and fluid inclusion studies of porphyry copper mineralization at the Koloula igneous complex, Guadalcanal, Solomon Islands: Unpub. Ph. D. dissert., Univ. Sydney, 414 p., 1977.
52. *Chivas A. R.*, Porphyry copper mineralization at the Koloula igneous complex, Guadalcanal, Solomon Islands: Econ. Geol., v. 73, p. 645-677, 1978.
53. *Christopher P. A., Carter N. C.*, Metallogeny and metallogenic epochs for porphyry mineral deposits in the Canadian Cordillera, in: Sutherland Brown A., ed., Porphyry deposits of the Canadian Cordillera: Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol., 15, p. 64-71, 1976.
54. *Clague D. A., Jarrard R. D.*, Tertiary Pacific plate motion deduced the Hawaiian-Emper or Chain: Geol. Soc. America Bull., v. 84, p. 1125-1134, 1973.
55. *Clark A. H., Farrar E., Caelles J. C., Haynes S. J., Lortie R. B., McBridge S. L., Quirt G. S., Robertson R. C. R., Zentilli M.*, Longitudinal variations in the metallogenetic evolution of the central Andes: a progress report, in: Strong D. F., ed., Metallogeny and plate tectonics: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, 14, p. 24-58, 1976.
56. *Cloke P. L., Kesler S. E.*, The halite trend in hydrothermal solutions: Econ. Geol., v. 74, p. 1823-1831, 1979.
57. *Cobbing E. J.*, Tectonic elements of Peru and the evolution of the Andes: 24th Internat. Geol. Congr., 24th, Montreal, 1972, Proc., sec. 3, p. 306-315, 1972.
58. *Coney P. J.*, Cordilleran tectonics and North American plate motion: Am. Jour. Sci., v. 272, p. 603-628, 1972.
59. *Coney P. J.*, The plate tectonic setting of southeastern Arizona, in: Callender J. F., et al., eds., Land of Cochise: New Mexico Geol. Soc., Ariz. Geol. Soc. 29th Field Conf. Guidebook, p. 285-290, 1978.
60. *Coney P. J., Reynolds S. J.*, Cordilleran Benioff zones: Nature, v. 270, No. 5636, p. 403-406, 1977.
61. *Coney P. J., Jones D. L., Monger J. W. H.*, Cordilleran suspect terranes: Nature, v. 288, No. 5789, p. 329-333, 1980.
62. *Cooper J. R., Silver L. T.*, Geology and ore deposits of the Dragoon Quadrangle, Cochise County, Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 416, 196 p., 1964.
63. *Corn R. M.*, Alteration-mineralization zoning, Red Mountain, Arizona: Econ. Geol., v. 70, p. 1437-1447, 1975.
64. *Creasey S. C.*, Some phase relations in the hydrothermally altered rochs of porphyry copper deposits: Econ. Geol., v. 54, p. 351-373, 1959.

65. *Creasey S. C.*, Hydrothermal alteration, in: Titley S. R., Hicks C. L., eds., Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tuscon, Univ. Arizona Press, p. 51-75, 1966.
66. *Creasey S. C.*, Intrusives associated with porphyry copper deposits: Geol. Soc. Malaysia, Bull., 9, p. 51-66, 1977.
67. *Creasey S. C., Kistler R. W.*, Age of some copper-bearing porphyries and other igneous rocks in southeastern Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 450-D, p. D1-D5, 1962.
68. *Cunningham C. G.*, Pressure gradients and boiling as mechanisms for localizing ore in porphyry systems: U.S. Geol. Survey Jour. Research, v. 6, No. 6, p. 745-754, 1978.
69. *Davis G. H.*, Laramide folding and faulting in southeastern Arizona: Am. Jour. Sci., v. 279, p. 543-569, 1979.
70. *Dickinson W. R.*, Plate tectonic evolution of the North Pacific Rim: Jour. Phys. Earth, v. 26, Suppl. S, 1-S, p. S1-S19, 1978.
71. *Doe B. R., Stacey J. S.*, The application of lead isotopes to the problem of ore genesis and ore prospect evaluation—a review: Econ. Geol., v. 69, p. 757-776, 1974.
72. *Doe B. R., Steven T. A., Delevaux M. H., Stacey J. S., Lipman P. W., Fischer F. S.*, Genesis of ore deposits in the San Juan volcanic field, southwestern Colorado—lead isotope evidence: Econ. Geol., v. 74, p. 1-26, 1979.
73. *Dow D. B., Smit J. A. J., Bain J. H. C., Ryburn R. J.*, Geology of the South Sepik region, New Guinea: Australia Bur. Mineral Resources, Geology Geophysics Bull., 133, 88 p., 1972.
74. *Drewes H.*, Plutonic rocks of the Santa Rita Mountains, southeast of Tuscon, Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 915, 75 p., 1976.
75. *Drewes H.*, The Cordilleran orogenic belt between Nevada and Chihuahua: Geol. Soc. America Bull., v. 89, p. 641-657, 1978.
76. *Eastlick J. T.*, Geology of the Christmas Mine and vicinity, Banner mining district, Arizona, in: Ridge J. D., ed., Ore Deposits of the United States, 1933-1967 (Graton-Sales vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, 1191-1210, 1968.
77. *Eastoe C. J.*, A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea: Econ. Geol., v. 73, p. 721-748, 1978.
78. *Eidel J. J., Frost J. E., Clippinger D. M.*, Copper-molybdenum mineralization at Mineral Park, Mohave County, Arizona, in: Ridge J. D., ed., Ore Deposits of the United States, 1933-1967 (Graton Sales vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 1258-1281, 1968.
79. *Einaudi M. T.*, Skarns associated with porphyry plutons, I. Description of deposits, southwestern North America, II. General features and origin, in: Titley S. R., ed., Advances in geology of the porphyry copper deposits of southwestern North America: Tuscon, Univ. Arizona Press, p. 139-183, 1981.
80. *Einaudi M. T., Meinert L. D., Newberry R. J.*, Skarn deposits: Econ. Geol. Seventy-Fifth Anniv. Vol., p. 317-391, 1981.
81. *Einaudi M. T., Moore W. J., Wilson J. C.*, eds., An issue devoted to the Bingham mining district: Econ. Geol., Spec. Issue, v. 73, p. 1215-1365, 1978.
82. *Evernden J. F., Kistler R. W.*, Chronology of emplacement of Mesozoic batholithic complexes in California and western Nevada: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 623, 42 p., 1970.
83. *Fahrni K. C., Kim H., Klein G. H., Carter N. C.*, Granisle, in: Sutherland Brown A., ed., Porphyry deposits of the Canadian Cordillera: Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol. 15, p. 239-244, 1976.
84. *Farrar E., Clark A. H., Haynes S. J., Quirt G. S., Conn H., Zentilli M.*, K-Ar evidence for the post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile: Earth Planet. Sci. Letters, v. 10, p. 60-66, 1970.
85. *Feiss P. G.*, Magmatic sources of copper in porphyry copper deposits: Econ. Geol., v. 73, p. 397-404, 1978.
86. *Fellows M. L.*, Composition of epidote from porphyry copper deposits: Unpub. M.S. Thesis, Univ. Arizona, 190 p., 1976.
87. *Field C. W., Gustafson L. B.*, Sulfur isotopes in the porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Econ. Geol., v. 71, p. 1533-1548, 1976.
88. *Field C. W., Jones M. G., Bruce W. R.*, Porphyry copper-molybdenum deposits of the Pacific northwest: Soc. Mining Engineers AIME Trans., v. 256, p. 9-22, 1974.
89. *Fountain R. J.*, Geological relationships in the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville Island, New Guinea: Econ. Geol., v. 67, p. 1049-1064, 1972.
90. *Fournier R. O.*, The porphyry copper deposit exposed in the Liberty open-pit mine near Ely, Nevada, I. Syngenetic formation: Econ. Geol., v. 62, p. 57-81, 1967.
91. *Fournier R. O.*, The porphyry copper deposit exposed in the Liberty open-pit mine near Ely, Nevada, II. The formation of hydrothermal alteration zones: Econ. Geol., v. 62, p. 207-227, 1967.
92. *Fournier R. O., Rowe J. J.*, Estimation of underground temperatures from the silica

content of water from hot springs and wet-stream wells: Am. Jour. Sci., v. 264, p. 685-697, 1966.
93. *Galey J. L.*, General geology and hydrothermal alteration of the Silver Bell porphyry copper deposit: Soc. Econ. Geol., 1979 Field Conf., Guidebook, 18 p., 1979.
94. *Garson M. S., Mitchell A. H. G.*, Mineralization at destructive plate boundaries—a brief review, in: Volcanic process in ore genesis: Geol. Soc. London Spec. Pub., 7, p. 81-97, 1977.
95. *Gilluly James*, The Ajo mining district, Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 209, 112 p., 1946.
96. *Gilmour P.*, Grades and tonnages of porphyry copper deposits, in: Titley S. R., ed., Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits of Southwestern North America: Tuscon, Univ. Arizona Press, p. 8-35, 1981.
97. *Grant A. R.*, Chemical and physical controls for base metal deposition in the Cascade Range: Washington Div. Mines Geol. Bull., 58, 107 p., 1969.
98. *Graybeal F. T.*, Copper, manganese, and zinc in coexisting mafic minerals from Laramide intrusive rocks in Arizona: Econ. Geol., v. 68, p. 785-798, 1973.
99. *Graybeal F. T.*, Geology of the El Tiro ore deposit, Silver Bell mining district, Arizona, in: Titley S. R., ed., Advances in geology of the porphyry copper deposits of southwestern North America: Tuscon, Univ. Arizona Press, 1981.
100. *Guilbert J. M., Lowell J. D.*, Variations in zoning patterns in porphyry ore deposits: Canadian Inst. Mining Metall. Bull., v. 67, p. 99-109, 1974.
101. *Guild P. W.*, Metallogeny—a key to exploration: Mining Eng., Jan. 1971, v. 23, p. 69-72, 1971,
102. *Guild P. W.*, Massive sulphides vs. porphyry deposits in their global tectonic settings: Joint Meeting, Mining Metall. Inst. Japan and Amer. Inst. Mining Engineers, Tokyo, May 24-27, Preprint No. G13, 1972.
103. *Guild P. W.*, Metallogeny and the new global tectonics: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal, 1972, Proc., Sec. 4, p. 17-24, 1972.
104. *Gustafson L. B.*, Some major factors of porphyry copper genesis: Econ. Geol., v. 73, p. 600-607, 1978.
105. *Fustafson L. B., Hunt J. P.*, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Econ. Geol., v. 70, 857-912, 1975.
106. *Gustafson L. B., Titley S. R., eds.*, Porphyry copper deposits of the southwestern Pacific Islands and Australia: Econ. Geol., Spec. Issue, v. 73, p. 597-986, 1978.
107. *Hamilton W.*, Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle: Geol. Soc. America Bull., v. 80, p. 2409, 1969.
108. *Hamilton W.*, The volcanic Central Andes—a modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of western North America, in: McBirney A. R., ed., Bulletin of the proceedings of the Andesite conference: Oregon Dept. Geology Mineral Industries Bull., v. 65, 175-184, 1969.
109. *Haynes F. M., Titley S. R.*, The evolution of fracture-related permeability within the Ruby Star granodiorite, Sierrita porphyry copper deposit, Pima County, Arizona: Econ. Geol., v. 75, p. 673-683, 1980.
110. *Heidrick T. L., Titley S. R.*, Structural evolution of southwestern North American Laramide porphyry copper deposits and its relationship to the history of plate interactions (abs.): Internat. Geol. Congr., 25th, Sydney, 1976, Abs., v. 3, p. 740, 1976.
111. *Helgeson H. C.*, Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. Am. Jour. Sci., v. 267, p. 729-804, 1969.
112. *Helgeson H. C.*, A chemical and thermodynamic model of ore deposition in hydrothermal systems: Mineralog. Soc. America Spec. Paper 3, p. 155-186, 1970.
113. *Helgeson H. C., Garrels R. M., Mackenzie F. T.*, Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. II. Applications: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 32, p. 455-482, 1969.
114. *Helgeson H. C., Brown T. H., Nigrini A., Jones T. A.*, Calculations of mass transfer in geochemical processes involving aqueous solutions: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 34, p. 569-592, 1970.
115. *Helgeson H. C., Delany J. M., Nesbitt H. W., Bird D. K.*, Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals: Am. Jour. Sci., v. 278-A, 229 p., 1978.
116. *Hemley J. J.*, Some mineralogical equlibria in the system K_2O—Al_2O_3—SiO_2—H_2O: Am. Jour. Sci., v. 257, p. 241-270, 1959.
117. *Hemley J. J., Jones W. R.*, Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism: Econ. Geol., v. 59, p. 538-569, 1964.
118. *Hemley J. J., Hostetler P. B., Gude A. J., Mountjoy W. T.*, Some stability relations of alunite: Econ. Geol., v. 64, p. 599-612, 1969.
119. *Hemley J. J., Montoya J. W., Nigrini A., Vincent H. A.*, Some alteration reactions in the system CaO — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O: Soc. Mining Geol. Japan Spec. Issue, 2, p. 58-63, 1971.

120. *Hemley J. J., Montoya J. W., Marinenko J. W., Luce R. W.*, Equilibria in the system Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O and some general implications for alteration/mineralization processes: Econ. Geol., v. 75, p. 210-228, 1980.
121. *Henley R. W., McNabb A.*, Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement: Econ. Geol., v. 73, p. 1-20, 1978.
122. *Henley R. W., Sheppard D. S.*, Hydrothermal activity and hydrothermal chemistry in the metamorphic environment: New Zealand Dept. Sci. Indus. Research Bull., 218, p. 84-94, 1977.
123. *Herron E. M.*, Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the east-central Pacific: Geol. Soc. America Bull., v. 83, p. 1671-1692, 1972.
124. *Hine R., Mason D. R.*, Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization, New Britain, Papua New Guinea: Econ. Geol., v. 73, p. 749-760, 1978.
125. *Holland H. D.*, Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits, I. Stability relations among the oxides, sulfides, sulfates and carbonates of ore and gangue minerals: Econ. Geol., v. 54, p. 184-233, 1959.
126. *Holland H. D.*, Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits, II. Mineral assemblages and the composition of ore-forming fluids: Econ. Geol., v. 60, p. 1101-1166, 1965.
127. *Hollister V. F.*, Regional characteristics of porphyry copper deposits of South America: Soc. Mining Engineers AIME Trans., v. 255, p. 45-53, 1974.
128. *Hollister V. F.*, Geology of the porphyry copper deposits of the Western Hemisphere: New York, Soc. Mining Engineers AIME, 219, p., 1978.
129. *Hollister V. F. Allen J. M., Anzalone S. A., Seraphim R. H.*, Structural evolution of porphyry mineralization at Highland Valley, B.C.: Canadian Jour. Earth Sci., v. 12, p. 807-820, 1975.
130. *Horton D. J.*, Porphyry-type copper-molybdenum mineralization belts in eastern Queensland, Australia: Econ. Geol., v. 73, p. 904-921, 1978.
131. *Hoschek G.*, Zur Stabilität metamorpher Biotit-Paragenesen: Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., v. 20, p. 48-58, 1973.
132. *Huang C.-I.*, An isotopic and petrologic study of the contact metamorphism and metasomatism related to copper deposits at Ely, Nevada: Unpub. Ph.D. dissert., Pennsylvania State Univ., 188 p., 1976.
133. *Hutchinson H. W., Hodder R. W.*, Possible tectonic and metallogenic relationships between porphyry copper and massive sulphide deposits: Canadian Inst. Mining Metall. Bull., No. 718, p. 34-39, 1972.
134. *Jacobs D. C., Parry W. T.*, A comparison of the geochemistry of biotite from some basin and range stocks: Econ. Geol., v. 71, p. 1029-1035, 1976.
135. *James A. H.*, Hypothetical diagrams of several porphyry copper deposits: Econ. Geol., v. 66, p. 43-47, 1971.
136. *James L. P.*, Zoned alteration in limestone at porphyry copper deposits, Ely, Nevada, Econ. Geol., v. 71, p. 488-512, 1976.
137. *Jaques A. L., Webb A. W.*, Geochronology of «porphyry copper» intrusives from Manus Island, Papua New Guinea: Papua New Guinea Geol. Survey Rept., 75/5, 7 p., 1975.
138. *Jenkins D. A. L.*, Detachment tectonics in western Papua New Guinea: Geol. Soc. America Bull., v. 85, p. 533-548, 1974.
139. *John E. C.*, Mineral zones of the Bingham district, in: Guidebook to the Bingham mining district: Bingham Canyon, Utah, Soc. Econ. Geologists, p. 59-72, 1975.
140. *Jones R. W.*, Differential vertical uplift—a major factor in the structural evolution of southeastern Arizona: Arizona Geol. Soc. Digest 8, p. 97-124, 1966.
141. *Jones W. R., Hernon R. M., Moore S. L.*, General geology of Santa Rita Quadrangle, Grant County, New Mexico: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 208, 101 p., 1967.
142. *Kerr P. F.*, Alteration features at Silver Bell, Arizona: Geol. Soc. America Bull., v. 62, p. 457-480, 1961.
143. *Kesler S. E.*, Copper, molybdenum and gold abundances in porphyry copper depostis: Econ. Geol., v. 68, p. 106-112, 1973.
144. *Kesler S. E.*, Evolution of porphyry copper mineralization in an oceanic island arc, Panama—a reply: Econ. Geol., v. 73, p. 985, 1978.
145. *Kesler S. E., Brownlow A. H., Damon P. E., Moore W. J., Northcote K. E., Preto V. A.*, Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems: Econ. Geol., v. 70, p. 559-567, 1975.
146. *Kesler S. E., Jones L. M., Walker R. L.*, Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in island arc areas: Econ. Geol., v. 70, p. 515-526, 1975.
147. *Kesler S. E., Sutter J. F., Issigonis M. J., Jones L. M., Walker R. L.*, Evolution of porphyry copper mineralization in an oceanic island arc: Panama: Econ. Geol., v. 72, p. 1142-1153, 1977.
148. *Kilinc I. A.*, Experimental metamorphism and anatexis of shales and graywackes: Unpub. Ph.D. dissert., Pennsylvania State Univ., 1969.
149. *Kilinc I. A., Burnham C. W.*, Partitioning of chloride between a silicate melt and

coexisting au aqueous phase from 2 to 8 kilobars: Econ. Geol., v. 67, p. 231-235, 1972.
150. *Kirk H. J. C.*, The igneous rocks of Sarawak and Sabah: Geol. Survey Borneo Region, Malaysia, Bull., 5, 210 p., 1968.
151. *Knapp R., Norton D.*, Preliminary numerical analysis of processes related to magma crystallization and stress evolution in cooling pluton environments: Am. Jour. Sci., v. 281, p. 35-68, 1981.
152. *Knight J. E.*, A thermochemical study of alunite, enargite, luzonite, and tennantite deposits: Econ. Geol., v. 72, p. 1321-1336, 1977.
153. *Konstantinov R. M., Tananayeva G. A.*, Analysis of sets of ore formations as a method for comparative study of ore deposits: Internat. Geol. Rev., v. 15, p. 309-319, 1973.
154. *Kosaka H., Wakita K.*, Some geologic features of the Mamut porphyry copper deposit, Sabah, Malaysia: Econ. Geol., v. 73, p. 618-627, 1978.
155. *Koski R. A., Cook D. S.*, Geology of the Christmas porphyry copper deposit, Gila County, Arizona, in: Titley S. R., ed., Advances in geology of the porphyry copper deposits of southwestern North America: Tucson Univ. Arizona Press, 1981.
156. *Laine R. G.*, Geological-geochemical relationships between porphyry copper and porphyry molybdenum deposits: Unpub. Ph.D. dissert. Univ. Arizona, 326, p., 1974.
157. *Langton J. M.*, Ore genesis in the Morenci-Metcalf district: Soc. Mining Engineers AIME Trans., 254, p. 254-257, 1973.
158. *Lanier G., Folson R. B., Cone S.*, Alteration of equigranular quartz monzonite, Bingham district, Utah, in: Guidebook to the Bingham mining district: Bingham Canyon, Utah, Soc. Econ. Geologists, p. 73-98, 1975.
159. *Lanphere M. A., Reed B. L.*, Timing of Mesozoic and Cenozoic plutonic events in circum-Pacific North America: Geol. Soc. America Bull., v. 84, p. 3773-3782, 1973.
160. *Larson R. L., Pitman W. C., III*, World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications: Geol. Soc. America Bull., v. 83, p. 3645-3662, 1972.
161. *Laznicka P.*, Porphyry copper and molybdenum deposits of the USSR and their plate tectonic settings: Amer. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers Trans., v. 82, p. B14-B32, 1976.
162. *LeBel L.*, Note préliminaire sur la minéralogie des phases solides contenues dans les inclusions des phenocristaux de quartz du porphyre cuprifère de Cerro Verde/Santa Rosa, Perou meridional: Soc. Vaudoise Sci. Nat. Bull., 73, p. 201-208, 1976.
163. *Lipman P. W., Doe B. R., Hedge C. E., Steven T. A.*, Petrologic evolution of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado—lead and strontium isotope evidence: Geol. Soc. America Bull., v. 89, p. 59-82, 1978.
164. *Lipman P. W., Prostka J. H., Christiansen R. L.*, Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the western United States, I. Early and middle Cenozoic: Royal Soc. (London) Philos. Trans., A, v. 271, p. 271-248, 1972.
165. *Livingston D. E.*, A plate tectonic hypothesis for the genesis of porphyry copper deposits of the southern Basin and Range province: Earth Planet. Sci. Letters, v. 20, p. 171-179, 1973.
166. *Loney R. A., Brew D. A., Lanphere M. A.*, Post-Paleozoic radiometric ages and their relevance to fault movements, northern southeastern Alaska: Geol. Soc. America Bull., v. 78, p. 511-526, 1967.
167. *Lowder G. G., Dow J. A. S.*, Geology and exploration of porphyry copper deposits in north Sulawesi, Indonesia: Econ. Geol., v. 73, p. 628-644, 1978.
168. *Lowell J. D.*, Geology of the Kalamazoo orebody, San Manuel district, Arizona: Econ. Geol., v. 63, p. 645-654, 1968.
169. *Lowell J. D.*, Regional characteristics of porphyry copper deposits of the Southwest: Econ. Geol., v. 69, p. 601-617, 1974.
170. *Lowell J. D., Guilbert J. M.*, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: Econ. Geol., v. 65, p. 373-408, 1970.
171. *Macnab R. P.*, Geology of the Gazelle Peninsula, TPNG: Australia Bur. Mineral Resources Geology Geophysics Rec. 1970/63, 127 p., 1970.
172. *Manske S. L.*, Fracture events in the Ruby Star granodiorite adjacent to the Esperanza porphyry copper deposit, Pima Country, Arizona: Unpub. M.S. Thesis, Univ. Arizona, 102 p., 1980.
173. *Marvin R. F., Stern T. W., Creasey S. C., Mehnert H. H.*, Radiometric ages of igneous rocks from Pima, Santa Cruz, and Cochise counties, southeastern Arizona: U.S. Geol. Survey Bull., 1379, 27 p., 1973.
174. *Mason D. R.*, Geochemistry of intrusive rock suites and related porphyry copper mineralization in the Papua New Guinea—Solomon Islands region: Unpub. Ph.D. dissert., Canberra, Australian National Univ., 241 p., 1975.
175. *Mason D. R.*, Compositional variations in ferromagnesian mineral from porphyry copper-generating and barren intrusions of the Western Highlands, Papua New Guinea: Econ. Geol., v. 73, p. 878-890, 1978.
176. *Mason D. R.*, Evolution of porphyry copper mineralization in an oceanic island arc: Panama—a discussion: Econ. Geol., v. 73, p. 982-984, 1978.

177. *Mason D. R., Feiss P. G.*, On the relationship between whole rock chemistry and porphyry copper mineralization: Econ. Geol., v. 74, p. 1506-1510, 1979.
178. *Mason D. R., McDonald J. A.*, Intrusive rocks and porphyry copper occurrences of the Papua New Guinea—Solomon Islands region: A reconnaissance study: Econ. Geol., v. 73, p. 857-877, 1978.
179. *Mauger R. L.*, A petrologic and geochemical study of the Silver Bell and Pima mining districts, Pima County, Arizona: Unpub. Ph.D. dissert., Univ. Arizona, 140, p., 1966.
180. *Mayo E. B.*, Lineament tectonics and some ore districts of the southwest: Mining Eng., p. 1169-1175, 1958.
181. *McKee E. H., Noble D. C., Scherkenbach D. A., Drexler J. W., Mendoza J., Eyzaguirre V. R.*, Age of porphyry intrusion, potassic alteration, and related skarn mineralization, Antamina district, northern Peru: Econ. Geol., v. 74, p. 928-930, 1979.
182. *McMillan W. J.*, Geology and genesis of the Highland Valley ore deposits and the Guichon Creek Batholith, in: Sutherland Brown A., ed., Porphyry deposits of the Canadian Cordillera: Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol., 15, p. 85-104, 1976.
183. *Meyer C., Hemley J. J.*, Wall rock alteration, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart, and Winston, p. 166-235, 1967.
184. *Meyer C., Shea E. P., Goddard C. C., Jr. et al.*, Ore deposits at Butte, Montana, in: Ridge J. D., ed., Ore Deposits of the United States, 1933-1967 (Graton-Sales Vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 1373-1416, 1968.
185. *Miller R. N.*, Guidebook for the Butte Field Meeting, Soc. Econ. Geol.: Butte, Montana, Anaconda Co., 175 p., 1973.
186. *Mitchell A. H. G., Bell J. D.*, Island-arc evolution and related mineral deposits: Jour. Geol., v. 81, p. 381-405, 1973.
187. *Mitchell A. H. G., Garson M. S.*, Relationship of porphyry copper and circum-Pacific tin deposits to palaeo-Benioff zones: Inst. Mining Metallurgy Trans., v. 81, sec. B, p. 10-25, 1972.
188. *Mitchell A. H. G.*, Mineralization at plate boundaries: Minerals Sci. Eng., v. 8, p. 129-168, 1976.
189. *Montoya J. W., Hemley J. J.*, Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions: Econ. Geol., v. 70, p. 577-583, 1975.
190. *Moolick R. T., Durek J. J.*, The Morenci district, in: Titley S. R., Hicks C. L., eds., Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press, p. 221-231, 1966.
191. *Moorbath S., Hurley P. M., Fairbairn H. W.*, Evidence for the origin and age of some mineralized Laramide intrusives in the southwestern United States from strontium isotope and rubidium-strontium measurements: Econ. Geol., v. 62, p. 228-236, 1967.
192. *Moore W. J.*, Igneous rocks in the Bingham mining district, Utah: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 629-B, 42 p., 1973.
193. *Moore W. J., Nash J. T.*, Alteration and fluid inclusion studies of the porphyry copper orebody at Bingham, Utah: Econ. Geol., v. 69, p. 631-645, 1974.
194. *Nash J. T.*, Fluid-inclusion petrology—data from porphyry copper deposits and applications to exploration: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 907-D, 16 p., 1976.
195. *Nash J. T., Cunningham C. C., Jr.*, Fluid inclusion studies of the porphyry copper deposit at Bagdad, Arizona: U.S. Geol. Survey Jour. Research, v. 2, p. 31-34, 1974.
196. *Nash J. T., Theodore T. G.*, Ore fluids in a porphyry copper deposit at Copper Canyon, Nevada: Econ. Geol., v. 66, p. 385-399, 1971.
197. *Ney C. S., Hollister V. F.*, Geologic setting of porphyry deposits of the Canadian Cordillera, in: Sutherland Brown A., ed., Porpyry deposits of the Canadian Cordillerra: Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol.w 15, p. 21-29, 1976.
198. *Nielsen R. L.*, Hypogene texture and mineral zoning in a copper-bearing granodiorite stock, Santa Rita, New Mexico: Econ. Geol., v. 63, p. 37-50, 1968.
199. *Nielsen R. L.*, Mineralization and alteration in calcareous rocks near the Santa Rita stock, New Mexico, in: Guidebook of the Tyrone—Big Hatchet Mountains—Florida Mountains region: Santa Fe, New Mexico Geol. Soc., p. 133-139, 1970.
200. *Nielsen R. L.*, Recent developments in the study of porphyry copper geology: A review: in: Sutherland Brown A., Porphyry deposits of the Canadian Cordillera: Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol., 15, p. 487-500, 1976.
201. *Noble D. C., McKee E., H., Farrar E., Petersen U.*, Episodic Cenozoic volcanism tectonism in the Andes of Peru: Earth Planet. Sci. Letters, v. 21, p. 213-220, 1975.
202. *Noble D. C., McKee E. H., Megard F.*, Early Tertiary «Incaic» tectonism, uplift, and volcanic activity, Andes of central Peru: Geol. Soc. America Bull., v. 90, p. 903-907, 1979.
203. *Noble J. A.*, Metal provinces of the western United States: Geol. Soc. America Bull., v. 81, p. 1607-1624, 1970.
204. *Northcote K. E.*, Geology and geochronology of the Guichon Creek batholith: British Columbia Dept. Mines Petroleum Resources Bull., 56, 79 p., 1969.
205. *Norton D.*, Sourcelines, sourceregions, and pathlines for fluids in hydrothermal sy-

stems related to cooling plutons: Econ. Geol., v. 73, p. 21-28, 1978.
206. *Norton D.*, Transport phenomena in hydrothermal systems—the redistribution of chemical components around cooling magmas: Bull. Mineralogy, v. 102, p. 471-486, 1979.
207. *Norton D.*, Transport processes related to copper-bearing porphyritic plutons—fluids and heat transport in pluton environments typical of the southeastern Arizona porphyry copper province, in: Titley S. R., ed., Advances in geology of the porphyry copper deposits of southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press, p. 59-72, 1981.
208. *Norton D., Knight J. E.*, Transport phenomena in hydrothermal systems—cooling plutons: Am. Jour. Sci., v. 277, p. 937-981, 1977.
209. *Norton D., Taylor H. P., Jr.*, Quantitative simulation of the hydrothermal systems of crystallizing magmas on the basis of transport theory and oxygen isotope data—an analysis of the Skaergaard intrusion: Jour. Petrology, v. 20, p. 421-486, 1979.
210. *Ohmoto H., Rye R. O.*, Isotopes of sulfur and carbon, in: Barnes H. L., eds., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2nd ed.: New York, Wiley-Interscience, p. 500-567, 1979.
211. *Olade M. A.*, Geochemical evolution of copper-bearing granitic rocks of Guichon Creek Batholith, British Columbia, Canada: Canadian Jour. Earth Sci., v. 13, p. 199-209, 1976.
212. *Page R. W.*, Geochronology of igneous and metamorphic rocks in the New Guinea Highlands: Australia Bur. Mineral Resources Geology Geophysics Bull., 162, PNG10, 117 p., 1976.
213. *Page R. W., McDougall I.*, Geochronology of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville Island, New Guinea: Econ. Geol., v. 67, p. 1065-1074, 1972.
214. *Page R. W., Ryburn R. J.*, K-Ar ages and geological relations of intrusive rocks in New-Britain: Pacific Geol., v. 12, p. 99-105, 1977.
215. *Parry W. T.*, Chlorite in biotite from Basin and Range plutons: Econ. Geol., v. 67, p. 972-975, 1972.
216. *Patton T. C., Grant A. R., Cheney E. S.*, Hydrothermal alteration at the Middle Fork copper prospect, central Cascades, Washington: Econ. Geol., v. 68, p. 816-830, 1973.
217. *Pereira J., Dixon C. J.*, Mineralization and plate tectonics: Mineralium Deposita, v. 6, p. 404-405, 1971.
218. *Peterson N. P., Gilbert C. M., Quick G. L.*, Hydrothermal alteration in the Castle Dome copper deposit, Arizona: Econ. Geol., v. 41, p. 820-841, 1946.
219. *Petersen U.*, Regional geology and major ore deposits of central Peru: Econ. Geol., v. 60, p. 407-476, 1965.
220. *Petersen U.*, Metallogenic provinces in South America: Geol. Rundsch., v. 59, p. 834-897, 1970.
221. *Phillips C. H., Gambell N. A., Fountain D. S.*, Hydrothermal alteration, mineralization, and zoning in the Ray deposit: Econ. Geol., v. 69, p. 1238-1250, 1974.
222. *Pitcher W. S.*, The Coastal batholith of Peru—some structural aspects: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal, 1972, Proc., Sec. 2, p. 156-163, 1972.
223. *Pitcher W. S., Bussell M. A.*, Structural control of batholith emplacement in Peru—a review: Geol. Soc. London Jour., v. 133, p. 249-256, 1977.
224. *Quirt S., Clark A. H., Farrar E.*, Potassium-argon ages of porphyry copper deposits in northern and central Chile (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 3, p. 676-677, 1971.
225. *Ransome F. L.*, The geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 21, 168 p., 1904.
226. *Rancome F. L.*, The copper deposits of Ray and Miami, Ariz., U.S. Geol. Survey Prof. Paper 115, 192 p., 1919.
227. *Reed B. L., Lanphere M. A.*, Age and chemistry of Mesozoic and Tertiary plutonic rocks in south-central Alaska: Geol. Soc. America Bull., v. 80, p. 23-44, 1969.
228. *Reed B. L.*, The Alaska-Aleutian Range betholith: Geochronology, chemistry and relation to circum-Pacific plutonism: Geol. Soc. America Bull., v. 84, p. 2583-2610, 1973.
229. *Rehrig W. A., Heidrick T. L.*, Regional fracturing in Laramide stocks of Arizona and its relationship to porphyry copper mineralization: Econ. Geol., v. 67, p. 198-213, 1972.
230. *Rehrig W. A., Shafiquillah M., Damon P. E.*, Geochronology, geology, and listric normal faulting of the Vulture Mountains, Maricopa County, Arizona: Ariz. Geol. Soc. Digest 12, p. 89-110, 1980.
231. *Reynolds T. J.*, Variations in hydrothermal fluid characteristics through time at the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico: Unpub. M.S. Thesis, Univ. Arizona, 52 p., 1980.
232. *Reynolds T. J., Beane R. E.*, The evolution of hydrothermal fluid characteristics through time at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit (abs.): Geol. Soc. America Abstracts with Programs, v. 11, p. 502, 1979.
233. *Roberts S. A.*, Pervasive early alteration in the Butte district, Montana, in: Guidebook for the Butte Field Meeting, Foc. Econ. Geol.: Butte, Montana, Anaconda Co., p. HH1-8, 1973.
234. *Robie R. A., Hemingway B. S., Fisher J. R.*, Thermodynamic properties of minerals

and related substances at 298,15K and 1 bar (10^5 pascals) pressure and at higher temperatures: U.S. Geol. Survey Bull. 1452, 456 p., 1978.
235. *Robinson R. F., Cook A.*, The Safford copper deposit, Lone Star mining district, Graham County, Arizona: in: Titley S.R., Hicks C. L., eds., Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press, p. 251-266, 1966.
236. *Roedder E.*, Fluid inclusion studies of the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado: Econ. Geol., v. 66, p. 98-120, 1971.
237. *Roedder E., Bodnar R. J.*, Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies: Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 8, p. 263-301, 1980.
238. *Rose A. W.*, Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits: Econ. Geol., v. 65, p. 920-936, 1970.
239. *Sawkins F. J.*, Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics: Jour. Geology, v. 80, p. 377-397, 1972.
240. *Schmitt H. A.*, Summary of the geological and metallogenic history of Arizona and New Mexico, in: Ore Deposits in the Western States (Lindgren vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Engineers, p. 316-326, 1933.
241. *Schmitt H. A.*, The porphyry copper deposits in their regional setting, in: Titley S. H., Hicks C. L., eds., Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press, p. 17-33, 1966.
242. *Scholl D. W., Marlow M. S., MacLeod N. S., Buffington E. C.*, Episodic igneous activity along the Aleutian Ridge, Implications for subduction models (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 7, p. 370-371, 1975.
243. *Schuiling R. D.*, Tin belts on the continents around the Atlantic Ocean: Econ. Geol., v. 62, p. 540-550, 1967.
244. *Schwartz G. M.*, Hydrothermal alteration in the «porphyry copper» deposits: Econ. Geol., v. 42, p. 319-352, 1947.
245. *Seraphim R. H., Hollister V. F.*, Structural settings, in: Sutherland Brown A., ed., Porphyry deposits of the Canadian Cordillera: Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol., 15, p. 30-43, 1976.
246. *Shade J. W.*, Hydrolysis reactions in the SiO_2—excess portion of the system K_2O — Al_2O_2 — SiO_2 — H_2O in chloride fluids at magmatic conditions: Econ. Geol., v. 69, 218-228, 1974.
247. *Sheppard S. M. F., Taylor H. P., Jr.*, Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water in the Boulder batholith and Butte ore deposits, Monatna: Econ. Geol., v. 69, p. 926-946, 1974.
248. *Sheppard S. M. F., Nielsen R. L., Taylor P. H., Jr.*, Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits: Econ. Geol., v. 64, p. 755-777, 1969.
249. *Sheppard S. M. F.*, Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits: Econ. Geol., v. 66, p. 515-542, 1971.
250. *Sillitoe R. H.*, South American porphyry copper deposits and the new global tectonics: Cong. Latinoamericano Geol., 1st, Lima, Abstr., p. 254-256, 1970.
251. *Sillitoe R. H.*, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: Econ. Geol., v. 67, p. 184-197, 1972.
252. *Sillitoe R. H.*, Relation of metal provinces in western America and the subduction of oceanic lithosphere: Geol. Soc. America Bull., v. 83, p. 813-818, 1972.
253. *Sillitoe R. H.*, The tops and bottoms of porphyry copper deposits: Econ. Geol., v. 68, p. 799-815, 1973.
254. *Sillitoe R. H.*, Subduction and porphyry copper deposits in southwestern North America—a reply to recent objections: Econ. Geol., v. 70, p. 1474-1477, 1975.
255. *Sillitoe R. H.*, Andean mineralization: A model for the metallogeny of convergent plate margins, in: Strong D. F., ed., Metallogeny and plate tectonics: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, 14, p. 59-100, 1976.
256. *Simons F. S.*, Geology of the Klondyke Quadrangle, Graham and Pinal Counties, Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 461, 173 p., 1964.
257. *Spurr J. E.*, The ore magmas, v. 2: New York, McGraw Hill, p. 431-485, 1923.
258. *Stewart J. W., Evernden J. F., Snelling N. J.*, Age determinations from Andean Pwru—a reconnaissance survey: Geol. Soc. America Bul., v. 85, p. 1107-1116, 1974.
259. *Stollery G., Borcsik M., Holland H. D.*, Chlorine in intrusives—a possible prospecting tool: Econ. Geol., v. 66, p. 361-367, 1971.
260. *Stringham B.*, Granitization and hydrothermal alteration at Bingham, Utah: Geol. Soc. America Bull., v. 64, p. 945-991, 1953.
261. *Strong D. F.*, Metallogeny and plate tectonics: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, 14, 660 p., 1976.
262. *Sutherland Brown A.*, ed., Porphyry deposits of the Canadian Cordillera: Canadian Jour. Earth Sci. Spec. Vol. 15, 510 p., 1976.
263. *Taylor H. P., Jr.*, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: Econ. Geol., v. 69, p. 843-883, 1974.

264. *Thompson H. J., Fisher N. H.*, Mineral deposits of New Guinea and Papua and their tectonic setting: Commonwealth Mining Metall. Cong., 8th, Melbourne, 1965, Proc., v. 6, p. 115-148, 1965.
265. *Titley S. R.*, Geologic characteristics and environment of some porphyry copper occurrences in the southwestern Pacific: Econ. Geol., v. 70, p. 499-514, 1975.
266. *Titley S. R.*, Evidence for a Mesozoic linear tectonic pattern in southeastern Arizona: Arizona Geol. Soc. Digest 10, p. 71-101, 1976.
267. *Titley S. R.*, Copper, molybdenum and gold content of some porphyry copper systems of the southwesern and western Pacific: Econ. Geol., v. 73, p. 977-981, 1978.
268. *Titley S. R.*, Geologic history, hypogene features, and processes of secondary sulfide enrichment at the Plesyumi copper prospect, New Britain, Papua New Guinea: Econ. Geol., v. 73, p. 769-784, 1978.
269. *Titley S. R.*, Geologic framework of southeastern Arizona porphyry copper deposits, in: Titley S. R., ed., Advances in geology of the porphyry copper deposits of southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press, p. 93-116, 1981.
270. *Titley S. R., Beane R. E.*, Alteration zoning as related to fracture evolution in porphyry copper deposits (abs.): Internat. Geol. Cong., 26th, Paris, 1980, Proc., v. 3, p. 1020, 1980.
271. *Titley S. R., Heidrick T. L.*, Intrusion and fracture styles of some mineralized porphyry systems of the southwestern Pacific and their relationship to plate interactions: Econ. Geol., v. 73, p. 891-903, 1978.
272. *Titley S. R., Hicks C. L.*, eds., Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press, 287 p., 1966.
273. *Titley S. R., Fleming A. W., Neale T. I.*, Tectonic evolution of the porphyry copper system at Yandera, Papua New Guinea: Econ. Geol., v. 73, p. 810-828, 1978.
274. *Tweto Ogden*, Scheelite in the Precambrian gneisses of Colorado: Econ. Geol., v. 55, p. 1406-1428, 1960.
275. *Villas R. N., Norton D.*, Irreversible mass transfer between circulating hydrothermal fluids and the Mayflower stock: Econ. Geol., v. 72, p. 1471-1504, 1977.
276. *Wadsworth W. B.*, The Cornelia pluton, Ajo, Arizona: Econ. Geol., v. 63, p. 101-115, 1968.
277. *Walker V. A.*, Relationships among several breccia pipes and a lead-silver vein in the Copper Creek mining district, Pinal County, Arizona: Unpub. M.S. Thesis, Univ. Arizona, 163 p., 1979.
278. *Watmuff I. G.*, Geology and alteration-mineralization zoning in the central portion of the Yandera porphyry copper prospect, Papua New Guinea: Econ. Geol., v. 73, p. 829-856, 1978.
279. *Wenner D. B., Taylor H. P., Jr.*, Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based om 018/016 fractionation between coexisting serpentine and magnetite: Contr. Mineralogy Petrology, v. 32, p. 165-185, 1971.
280. *White J. L.*, The development of fractures in the Harris Ranch Quartz Monzonite related to the Sierrita porphyry copper system, Pima County, Arizona: Unpub. M.S. Thesis, Univ. Arizona, 38, p., 1980.
281. *Whitney J. A.*, Vapor generation in a quartz monzonite magma: A synthetic model with application to porphyry copper deposits: Econ. Geol., v. 70, p. 346-358, 1975.
282. *Whitney J. A.*, A synthetic model for vapor generation in tonalite magmas and its economic ramifications: Econ. Geol., v. 72, p. 686-690, 1977.
283. *Wilkinson W. H., Jr.*, The distribution of alteration and mineralization assemblages of the Mineral Park mine, Mohave County, Arizona: Ph. D dissertation, Tucson, Univ. of Arizona, 101 p., 1981.
284. *Wilson J. W. J., Kesler S. E., Cloke P. L., Kelly W. C.*, Fluid inclusion geochemistry of the Granisle and Bell porphyry copper deposits, British Columbia: Econ. Geol., v. 75, p. 45-61, 1980.
285. *Wolfe J. A.*, Interpretation of potassium argon dating in the Philippines (abs.): Geol. Soc. Philippines Jour., v. 14, p. 9, 1970.
286. *Wolfe J. A., Manuzon M. S., Divis A. F.*, The Taysan porphyry copper deposit, southern Luzon Island, Philippines: Econ. Geol., v. 73, p. 608—617, 1978.
287. *Wolfhard M. R., Ney C. S.*, Metallogeny and plate tectonics in the Canadian Cordillera, in: Strong D. F., ed., Metallogeny and plate tectonics: Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, 14, p. 359—392, 1976.
288. *Zartman R. E.*, Lead isotopic provinces in the Cordillera of the western United States and their geologic significance: Econ. Geol., v. 69, p. 792—805, 1974.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТИПА КЛАЙМАКС

У. Уайт, А. А. Букстром, Р. Дж. Камилли, М. В. Ганстер, Р. П. Смит, Д. Ранта, Р. Стейнингер

Краткое содержание

Молибден-порфировые месторождения в пространственном, временно́м и генетическом отношении ассоциируются с порфировыми интрузивами, от кварцевых монцонитов до высококремнеземистых, богатых щелочами гранитов. Большая часть молибдена сосредоточена в кварц-молибденитовых прожилках, которые являются частью заключенного в интрузиве штокверка. Ассоциирующиеся минералы — пирит и флюорит. Вольфрам, олово, медь, свинец и цинк обычно обнаруживают способность к геохимически аномальным концентрациям в краевых и (или) периферических частях тел молибденовой руды.

Штокверковые месторождения, ассоциирующиеся с интрузиями высококремнеземистых, богатых щелочами риолитов и гранит-порфиров, в данной работе определяются как особый класс, относящийся к так называемому «типу Клаймакс». Эти месторождения обычно имеют куполообразную форму; каждое месторождение расположено над интрузивным куполом таким образом, что молибденитовая зона повторяет форму магматического контакта и обычно симметрично огибает интрузив. Собственно месторождения Клаймакс (рудные тела Сереско, Верхнее и Нижнее), Ред-Маунтин (рудные тела Юред и Хендерсон) и Маунт-Эммонс — Редуэлл — это сложные системы, которые сформировались при многократных повторных внедрениях магмы и оруденения.

Слои пород, вмещающих интрузивы типа Клаймакс, обычно изогнуты, утонены, залегают в виде купола и разбиты трещинами. Крутопадающие радиальные и концентрические дайки, жилы, сбросы и трещины указывают на вертикальную ориентировку максимума основного сжатия при формировании магматических куполов. Редкие ксенолиты вмещающих пород близ контактов указывают на магматическое обрушение. Прерывистые штокверковые прожилки возникали вследствие сил, порожденных гидротермальными флюидами магматического происхождения. Полого падающие наружу концентрические жилы и сбросы, вероятно, образовались во время остывания и проседания интрузивных куполов.

Породы типа Клаймакс богаты кремнеземом, щелочами с преобладанием K_2O над Na_2O и бедны алюминием и кальцием. Главные минералы: кварц, калиевый полевой шпат и альбит. Акцессорные минералы: фторсодержащий барит, флюорит, топаз (богатый фтором), спессартин, циркон, ильменорутил, рутил, колумбит, браннерит, уранинит, торит, монацит, флюоцерит, апатит, ксенотим, эшинит и эвксенит.

Многочисленные структурные особенности интрузивных пород типа Клаймакс дают основание предполагать, что рудообразующие флюиды выделялись непосредственно из кристаллизующихся магм. Ритмичные кварцевые слои в порфире указывают на высокое давление воды и на эпизодическое возникновение и высвобождение летучих. Замещение фенокристаллов альбита в альбитсодержащей основной массе практически чистым ортоклазом указывает на деятельность особого гидротермального флюида до образования основной массы. Зонами микрографических структур отмечены области аккумуляции гидротермального флюида до уменьшения избыточного давления и высвобождения этого флюида. Аплитовая структура основной массы предполагает быстрое остывание при давлении. Жилы вблизи интрузивного контакта имеют как интрузивные, так и гидротермальные характеристики.

Исследование газово-жидких включений (рудник Хендерсон), содержащих 65% NaCl, указывает на формирование молибденитовой минерализации при температурах свыше 500 °С, вероятно, в интервале 500—650 °С. Рассмотрение фазового равновесия газово-жидких включений позволяет сделать вывод о том, что в течение рудообразования давление было на 150—250 бар больше, чем литостатическое давление. Это избыточное давление, вероятно, было причиной штокверкового растрескивания.

W. H. White, A. A. Bookstrom, R. J. Kamilli, M. W. Ganster, R. P. Smith, D. E. Ranta, R. G. Steininger. Climax Molybdenum Company, A Division of AMAX, Inc., Western Operations, 1707 Cole Boulevard, Golden, Colorado 80401.

Гидротермальные изменения сильнее всего проявились на месторождении Ред-Маунтин. Имеется пять повсеместно развитых зон изменения пород: калишпатовая зона, кварц-серицит-пиритовая зона, верхняя и нижняя зоны аргиллизации и пропилитовая зона. Имеется также пять дополнительных зон меньшего пространственного распространения: зона кварцевых жил, зона повсеместного окварцевания, магнетит-топазовая, грейзеновая и гранатовая зоны.

Данные по изотопам стронция и свинца и концентрациям малых элементов в системах типа Клаймакс указывают на то, что магматические породы в них представляют собой предельные дифференциаты материнских магм, образовавшиеся при фракционном частичном плавлении мафических или средних по составу минералов в мантии или нижней части коры, и на то, что породы верхней части коры не в значительной степени были вовлечены в образование или эволюцию магм и рудных жил типа Клаймакс. Определения возраста, структурные наблюдения и анализ в свете теории тектоники плит позволяют предположить, что магмы типа Клаймакс (в частности, в Колорадо) образовались в течение относительно атектонического периода после магматической активности известково-щелочного состава, связанной с субдукцией, но перед связанным с растяжением обыкновенным сбрасообразованием, при отсутствии известного локального вулканизма базальтового состава или до его проявления.

Высокие содержания кремнезема, щелочей и Rb в породах типа Клаймакс и низкие концентрации Ca, Sr и Ba позволяют предполагать фракционную кристаллизацию плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Фракционная кристаллизация и гравитационное разделение кристалл — жидкость, вероятно, были преобладающим механизмом дифференциации в глубинных коровых условиях. Предполагаемые высокие содержания воды, F, Mo, W, Sr, U, Th и Nb в магмах типа Клаймакс должны выражаться в их обогащении кверху перечисленными элементами путем конвекционной термогравитационной диффузии [34], т. е. вследствие процесса, который, вероятно, становится преобладающим по мере того, как столбы магмы пересекают все более крутые термические градиенты во все более неглубоких условиях.

На глубинах между 600 и 3000 м купола магмы, особенно богатые летучими и молибденом, с силой отделяли рудообразующие флюиды. Это вызывало штокверковое растрескивание вмещающих пород и быстрое остывание при давлении аплитовых куполов. Заполнение трещин кварцем, молибденитом, пиритом, флюоритом, топазом и временами гюбнеритом приводило к образованию рудных тел.

Введение

Промышленные концентрации молибдена встречаются в чрезвычайно разнообразных геологических обстановках. Это, например, молибден-порфировые месторождения, медно-порфировые месторождения, отдельные кварцевые жилы, зоны пегматитовых грейзенов, различные типы слоистых образований и окисленные свинцово-цинковые месторождения. Наиболее значительные концентрации с точки зрения запасов, качества руд и истории добычи сосредоточены в молибден-порфировых месторождениях типа Клаймакс.

Месторождения типа Клаймакс характеризуются наличием большого числа высокодифференцированных высококремнеземистых, богатых щелочами гранитных интрузивов, с которыми пространственно и генетически связаны разнообразные рудные залежи. Основная цель данной статьи в том, чтобы отразить современное понимание характера и происхождения этого важного с экономической точки зрения, сложного в геологическом отношении и достаточно полно вскрытого типа месторождений. В качестве примеров используются месторождения Клаймакс, Юред, Хендерсон, Редуэлл и Маунт-Эммонс.

Связь молибденовой минерализации с определенными магматическими породами и процессы изменений впервые были установлены и задокументированы на руднике Клаймакс [88, 89]. Геология месторождений Юред и Хендерсон была описана Мак-Кензи [55] и Уоллесом и др. [90]. Шарп [66] описал геологию бассейна Редуэлл, а Томас и Гейли [77] — геологию месторождений Маунт-Эммонс.

Данная статья включает результаты интенсивных продолжительных исследований, но значительно отходит от предшествующих работ в понимании геологии и терминологии.

Классификация молибденовых месторождений

Для молибденовых месторождений разными авторами было предложено [85, 75, 86, 43] множество различных схем классификации. Наиболее широко принята классификация, приведенная в табл. 1. В данной статье рассмотре-

Таблица 1. **Классификация молибденовых месторождений**

I. Молибден-порфировые месторождения
А. Тип Клаймакс (гранитный)
Б. Тип кварц-монцонитовый
II. Медно-порфировые месторождения
III. Скарновые месторождения
IV. Месторождения кварцевых жил
V. Грейзеновые месторождения
VI. Пегматитовые и аплитовые месторождения
VII. Пластовые месторождения
Горизонты угля
Толщи лигнитовых песчаников
Урановосные песчаники
Ванадиеносные песчаники
Горизонты фосфатов
Слои черных глинистых сланцев
VIII. Окисленные свинцово-цинковые месторождения

ны только молибден-порфировые месторождения и особенно месторождения типа Клаймакс (гранитный тип).

Молибден-порфировые месторождения. Главным источником молибдена являются молибден-порфировые месторождения. Они известны в Канаде, США, Мексике, Гренландии (рис. 1), а также в Перу, СССР, Югославии и Китае. Молибден-порфировые месторождения в пространственном, временно́м и генетическом отношении ассоциируются с порфировыми интрузиями, состав которых колеблется от кварцевых монцонитов до высококремнеземистых, богатых щелочами гранитов. Возраст изученных месторождений, расположенных в западной части Северной Америки, находится в пределах от 140 млн. до 17 млн. лет. Большая часть молибдена в молибден-порфировых месторождениях сосредоточена в кварцевых прожилках, образующих штокверк, заключенный в пространстве перекрывающих интрузив зон гидротермально измененных пород; эти зоны находятся на границах или внутри интрузий, с которыми генетически связано оруденение. Рассеянный молибденит для этих месторождений не характерен.

В большинстве молибден-порфировых систем молибденит ассоциируется с пиритом и с фтор- и вольфрамсодержащими минералами. В некоторых молибден-порфировых месторождениях, развитых в кварцевых монцонитах, в небольших количествах присутствует медь, кроме того, в некоторых месторождениях, связанных с высококремнеземистыми, богатыми щелочами гранитами, содержатся незначительные количества олова. Вольфрам, олово, медь, свинец и цинк обычно встречаются в геохимических ореолах, расположенных по краям рудных зон с повышенными содержаниями молибдена и (или) на прилегающих к ним площадях. На руднике Клаймакс в виде побочных продуктов постоянно извлекаются вольфрам и олово.

В классификационной схеме в табл. 1 предлагается деление молибден-порфировых систем на два типа на основе состава когенетичных им интрузивов. Два основных подразделения называются: тип Клаймакс — по ассоциации с интрузивами высококремнеземистых, богатых щелочами гранитов, подобных гранитам рудника Клаймакс, и кварц-монцонитовый тип — по

его ассоциации с интрузивами кварцевых монцонитов. В табл. 2 приведен список месторождений раздельно по этим двум типам, а в табл. 3 описаны некоторые признаки, характеризующие каждый из этих двух типов.

Месторождения типа Клаймакс. Этот тип молибденовых месторождений назван по руднику Клаймакс, который многие годы был самым крупным поставщиком молибдена. Рудное тело Клаймакс было детально описано Уоллесом и др. [89], который считал, что оно сформировалось в несколько эпизодов рудообразования, связанных с последовательным внедрением кремнеземщелочных риолитов и гранит-порфиров. Месторождения типа Клаймакс обнаружены в штатах Колорадо и Нью-Мексико, и, возможно, к этому типу относятся также месторождения в штатах Монтана и Юта и в Гренландии (табл. 2).

Риолитовые порфиры найдены там, где выходят системы типа Клаймакс, а также в виде зон закалки и зон быстрого остывания под давлением, располагающихся над интрузивными телами. Гранит-порфиры по объему преобладают в этих системах ниже перекрывающих их риолитов. Интрузивные породы сильно дифференцированы, и очень редко (если это вообще возможно) среди них могут быть распознаны материнские интрузии. Все шесть месторождений молибденовой провинции Колорадо — Нью-Мексико имеют возраст в пределах от 33 млн. до 17 млн. лет.

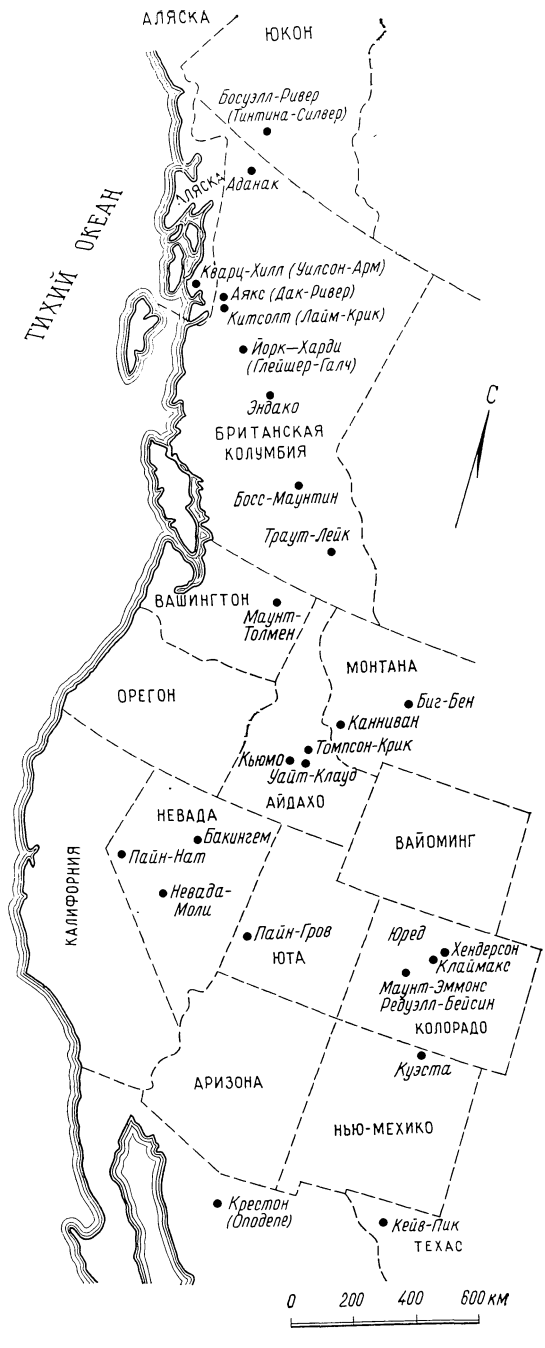


Рис. 1. Размещение молибденовых месторождений Северной Америки.

Кварц-монцонитовый тип месторождений. Самыми известными из этих месторождений, связанных с интрузивами кварцевых монцонитов, являются расположенные в провинции Британская Колумбия месторождения Эндако, Босс-Маунтин и Китсолт (Лайм-Крик) (рис. 1). Большинство месторождений этого типа, имеющих значительные запасы и хорошее качество руд, вошли в список, приведенный в табл. 2. Сорегароли и Сатерленд Браун [72]

дали обобщенную геологическую характеристику молибден-порфировых месторождений Канадских Кордильер; все эти месторождения принадлежат к типу кварц-монцонитовых.

Месторождения в кварцевых монцонитах ассоциируются с небольшими сложно построенными штоками или поздними фазами батолитов; только небольшое количество месторождений связано с простыми однофазными штоками. Кварцевые латитовые порфиры обычно встречаются в зонах закалки; кварцевые монцонитовые порфиры более других пород распространены в этих системах. Для магматических серий обычна дифференциация, начинающаяся с диоритов или кварцевых диоритов и продолжающаяся до гранодиоритов и в конце концов доходящая до кварцевых монцонитов. Эти кварцевые монцониты обычно хорошо дифференцированы, а местами по составу приближаются к граниту.

Таблица 2. **Молибден-порфировые месторождения**
Тип клаймакс (гранитный) Тип кварц-монцонитовый

Штат Колорадо	Провинция Британская Колумбия
Клаймакс	Эндако
Хендерсон	Босс-Маунтин
Юред	Китсолт (Лайм-Крик)
Маунт-Эммонс	Йорк — Харди (Глейшер-Галч)
Редуэлл-Бейсин	Аданак [2]
Штат Нью-Мексико	Аякс (Дак-Ривер)
Куэста	Траут-Лейк
Штат Юта	Территория Юкон
Пайн-Гров [1]	Босуэлл-Ривер (Тинтина-Силвер)
Штат Монтана	Штат Аляска
Биг-Бен [1]	
Гренландия	Кварц-Хилл [2] (Уилсон-Арм)
Эрцберг [1]	Штат Вашингтон
	Маунт-Толмен
	Штат Айдахо
	Уайт-Клауд
	Томпсон-Крик
	Кьюмо
	Штат Монтана
	Канниван
	Штат Невада
	Невада-Моли
	Бакингем
	Пайн-Нат
	Штат Техас
	Кейв-Пик
	Штат Сонора, Мексика
	Крестон (Оподепе)

[1] Не совсем ясно, насколько близко соответствуют месторождения Пайн-Гров, Биг-Бен и Эрцберг типу Клаймакс.

[2] Месторождения Аданак [92] и Кварц-Хилл [36] ассоциируются со щелочными гранитами, а не с кварцевыми монцонитами, но в других отношениях они более подходят к месторождениям типа кварцевых монцонитов, чем к месторождениям типа Клаймакс.

Шеелит является обычным акцессорным минералом систем кварц-монцонитового типа и может быть потенциальным побочным продуктом руд. Небольшое количество месторождений, ассоциирующихся со штоками кварцевых монцонитов, содержит штокверковое шеелит-молибденитовое оруденение как в пределах интрузива, так и во вмещающих породах (например, месторождение Логтанг в Логджэм-Крик, территория Юкон). Другие месторождения — в СССР и в штате Невада — представляют собой штокверки с шеелитом и примесью молибденита.

Некоторые месторождения кварц-монцонитового типа представляют собой смешанные системы — промежуточные звенья между собственно молибден-порфировыми и медно-порфировыми месторождениями. Для смешанных систем, таких, как Маунт-Толмен, Кьюмо, Невада-Моли и Бакингем (рис. 1), характерны центральные молибденовые зоны со значительными перекрывающими или периферическими зонами распространения сульфидов меди. Отношение меди к молибдену для этих месторождений колеблется от 1 : 1 до 1 : 10.

Медно-порфировые месторождения. Медно-порфировые месторождения являются вторым по важности источником получения молибдена. Они дают

Таблица 3. **Сравнительная характеристика типов молибден-порфировых месторождений**

	Тип Клаймакс	Тип кварц-монцонитовый
Когенетичные породы	Гранит-порфиры	Кварц-монцонитовые порфиры
Интрузивные фазы	Многократные интрузии гранитов	Сложные интрузии состава от диоритов до кварцевых монцонитов
Тип интрузива	Шток	Шток или батолит
Тип рудного тела	Штокверк	Штокверк
Форма рудного тела	Опрокинутая чаша	Опрокинутая чаша, пластовые
Среднее содержание MoS_2 в руде	0,30—0,45%	0,10—0,20%
Запасы рудного тела	50—1000 млн. т	50—1000 млн. т
Вкрапленный MoS_2	Редок	Редок
Возраст	От средне- до позднетретичного	Мезозойский и третичный
Минералы фтора	Флюорит, топаз	Флюорит
Минералы висмута	Сульфосоли	Сульфосоли
Минералы вольфрама	Вольфрамит (гюбнерит)	Шеелит
Минералы олова	Касситерит, станнин	Редки
Минералы меди	Редко халькопирит	Немного халькопирита
Силицификация	Высококремнистое ядро	Незначительное окремнение
Грейзенизация	Грейзены обычны	Грейзенов нет
Отношение Cu : Mo в рудной зоне	От 1 : 100 до 1 : 50	От 1 : 30 до 1 : 1

главным образом медь и некоторое количество побочных, добывающихся одновременно с медью продуктов — молибдена, золота и серебра. Молибденсодержащие медные месторождения известны в США, Канаде, Мексике, Перу, Чили, СССР и других странах. Большая часть медно-молибденовых месторождений Северной Америки описаны либо Титли и Хиксом [78], либо Сатерлендом Брауном [76].

Медно-порфировые месторождения пространственно ассоциируются с интрузивными телами в основном порфировых гранодиоритов или кварцевых монцонитов. Пирит, халькопирит и другие главные сульфиды меди развиты как в виде вкрапленности, так и в прожилках, образующих штокверк. Минералы, содержащие фтор, вольфрам, олово и висмут, в этих месторождениях редки или отсутствуют совсем.

Содержание MoS_2 для большинства медно-порфировых месторождений Северной Америки составляет от 0,01 до 0,05%, в среднем приблизительно 0,02%. Некоторые месторождения Аризоны и Британской Колумбии отличаются достаточно высоким содержанием молибдена, так что он добывается

совместно с медью. Медно-порфировые месторождения Южной Америки, особенно месторождения Чили, также имеют относительно высокие содержания молибденита, в среднем около 0,05%. Именно эти месторождения по производству молибдена выводят Чили на третье место в мире.

Медно-порфировые месторождения встречаются в ассоциации со штоками, батолитами и трубками взрыва. Некоторые трубки взрыва содержат значительные количества молибдена, например в месторождениях штата Аризона, в пределах рудников Чайлдс — Олдуинкл в Коппер-Крик, Коппер-Хилл в Коппер-Бейсин и Эсперанса и на месторождениях района Эмигрант в штате Монтана [44].

Характерные особенности рудных тел типа Клаймакс

Рудные тела месторождений типа Клаймакс представляют собой штокверк сложнопересеченных, спутанных прожилков, содержащих молибденит. Хотя границы рудного тела определяются искусственно, по данным опробования, внешние зоны с более низкими содержаниями обычно повторяют форму внутренних зон с высокими содержаниями, так что, несмотря на оконтуривание по данным опробования, в общем конфигурация месторождения соответствует естественной.

Форма и размер. Рудные тела месторождений Клаймакс в Колорадо эллипсообразны в плане, а в разрезе аркообразны, с прогибом вершины вниз (рис. 2—5). Они обычно сосредоточены у вершины воронкообразных интрузивов, так что молибденитовая зона повторяет форму магматического контакта и обычно симметрично перекрывает его. На месторождении Клаймакс выделяются две залежи — Верхнее и Нижнее рудные тела, и эрозионные остатки третьей — месторождение Сереско. Многократные интрузии на месторождении Хендерсон также наводят на мысль о сложном рудном теле, но отдельные импульсы оруденения перекрылись, так что образовалось одно протяженное месторождение. То же самое, вероятно, произошло и на месторождении Маунт-Эммонс.

Если при оконтуривании рудного тела за границу принять содержание MoS_2 0,2%, размеры Верхнего рудного тела месторождения Клаймакс составят 1080 м в длину и 810 м в ширину, месторождения Хендерсон — 900 × 700 м, месторождения Маунт-Эммонс — 600 м в диаметре. Мощности рудных тел Верхнее, Хендерсон [89, 90] и Маунт-Эммонс составляют соответственно 240, 180—300 и около 90 м.

Распределение молибденита внутри рудных тел. На месторождениях типа Клаймакс содержание молибденита колеблется в пределах от менее 0,1% до более 1,0%. На планах опробования, вычерченных через интервал 0,1% MoS_2, выявляются серии концентрических подзон вокруг богатого ядра. Эти концентрические подзоны имеют относительно четкие границы, хотя внутри каждой отдельной подзоны могут встречаться линзы и скопления неправильной формы с более высокими и более низкими содержаниями. Среднее содержание внутри каждой подзоны приближается к верхнему пределу содержаний в данной зоне. Например, 0,2%-ная подзона MoS_2 (бортовое содержание), возможно, будет содержать в среднем около 0,3% MoS_2.

На месторождении Клаймакс плотность прожилков (количество прожилков на единицу объема) самая большая в ядре рудного тела и постепенно уменьшается к его краям. Однако содержание молибденита в отдельно взятых прожилках, по-видимому, возрастает в направлении от ядра. Таким образом, степень оруденения зависит как от плотности прожилков, так и от содержания молибденита, но плотность прожилков влияет больше.

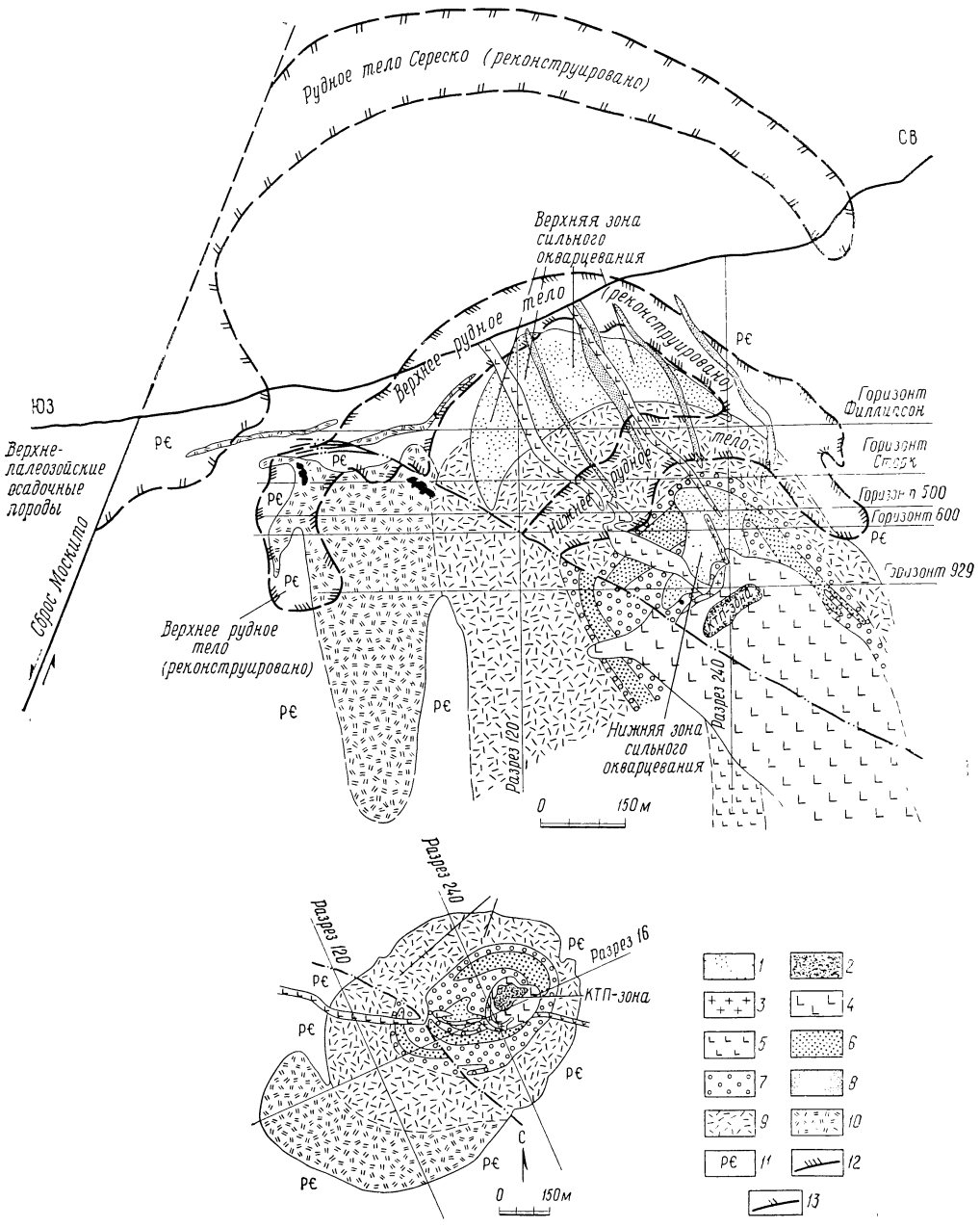


Рис. 2. Разрез № 16 месторождения Клаймакс, на котором показаны обобщенная геология и рудные зоны. Обобщенная геологическая карта горизонта 929 (вставка) показывает расположение и ориентировку разреза № 16. *1* — зона сильного окварцевания; *2* — (*КТП*) кварц-топаз-пиритовая зона изменения; *3* — пегматиты; *4*, *5* — пострудные интрузивные серии: *4* — серийные граниты, *5* — поздние риолитовые порфиры; *6—8* — нижние интрузивные серии: *6* — биотитовые порфиры, *7* — биотитовые гранит-порфиры, *8* — внутрирудные порфировые дайки; *9* — Центральный массив; *10* — Юго-Западный массив; *11* — PЄ, докембрийские вмещающие породы; *12* — контур содержаний 0,4% MoS_2; *13* — контур рудного тела Сереско с содержаниями 0,2% MoS_2.

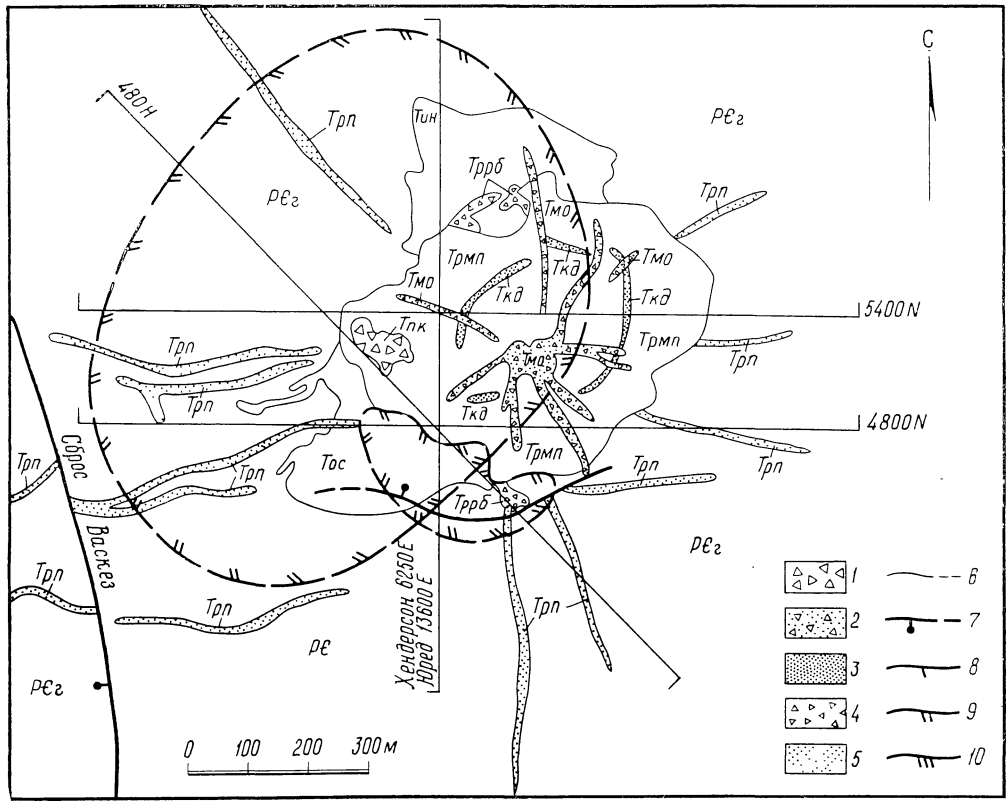


Рис. 3а. Обобщенная геологическая карта интрузивной серии Ред-Маунтин, показывающая проекцию рудных тел Юред и Хендерсон на дневную поверхность и положение разрезов. Буква Т в индексах пород означает третичный возраст. Ттх — граниты Хендерсон. *Порфиры Праймос, риолитовые порфиры*: Тпс — серийная фаза, Тпв — внутренняя фаза, Тпб — богатая вкрапленниками фаза, Тпк — краевая фаза; Тюрп — порфиры Юред, риолитовые порфиры; Тбп — брекчии Пик; Тмо — магмо-обломочные породы; Ткд — концентрические дайки; Трмп — порфиры Ред-Маунтин, кварц-полевошпатовые порфиры, грубозернистая фаза; Трмк — краевая фаза, порфиры Ред-Маунтин; Ттрб — брекчии Раббл-рок, Трп — риолитовые порфиры, Ткпс — кварцевые порфиры Скуэр, дайки и небольшие тела; Тин — породы Ист-Ноб, порфировые до кластических кварц-полевошпатовых; Тос — оловоносная толща Слайд, включает брекчии Джанк-рок и богатые вкрапленниками кварцевые порфиры; Рєг — докембрийские, граниты Силвер-Плум. *1* — округлые обломки в пепловой основной массе; *2* — микробрекчиевые кварц-полевошпатовые порфиры; *3* — риолитовые порфиры; *4* — брекчии Раббл-рок; *5* — рой радиальных даек; *6* — контакты; *7* — сбросы, направление падения показано чертой с кружком; *8—10* — контуры содержаний MoS_2: *8*—0,1%, *9*—0,2%, *10*—0,3%.

Характеристика жил. На месторождениях типа Клаймакс более 90% молибденита находится в тонких (мощностью менее 3 мм) кварц-молибденитовых прожилках со средним и крутым падением, образующих штокверк. Молибденит обычно концентрируется вдоль стенок прожилка, но также встречается в виде прерывистых слоев или в виде вкрапленности внутри кварцевых жил. Сложные пересечения, трансляционное смещение ранних прожилков последующими более поздними (рис. 6), указывают на многократное растрескивание и подвижки в течение процесса рудообразования. Меньшее количество молибденита встречается также в виде оторочек в трещинах и в виде вкрапленных кристаллов в аплитах, пегматитах, брекчиях и порфирах. Большая часть образующих штокверк прожилков имеют крутое падение, и менее распространены пологопадающие жилы мощностью до 90 см,

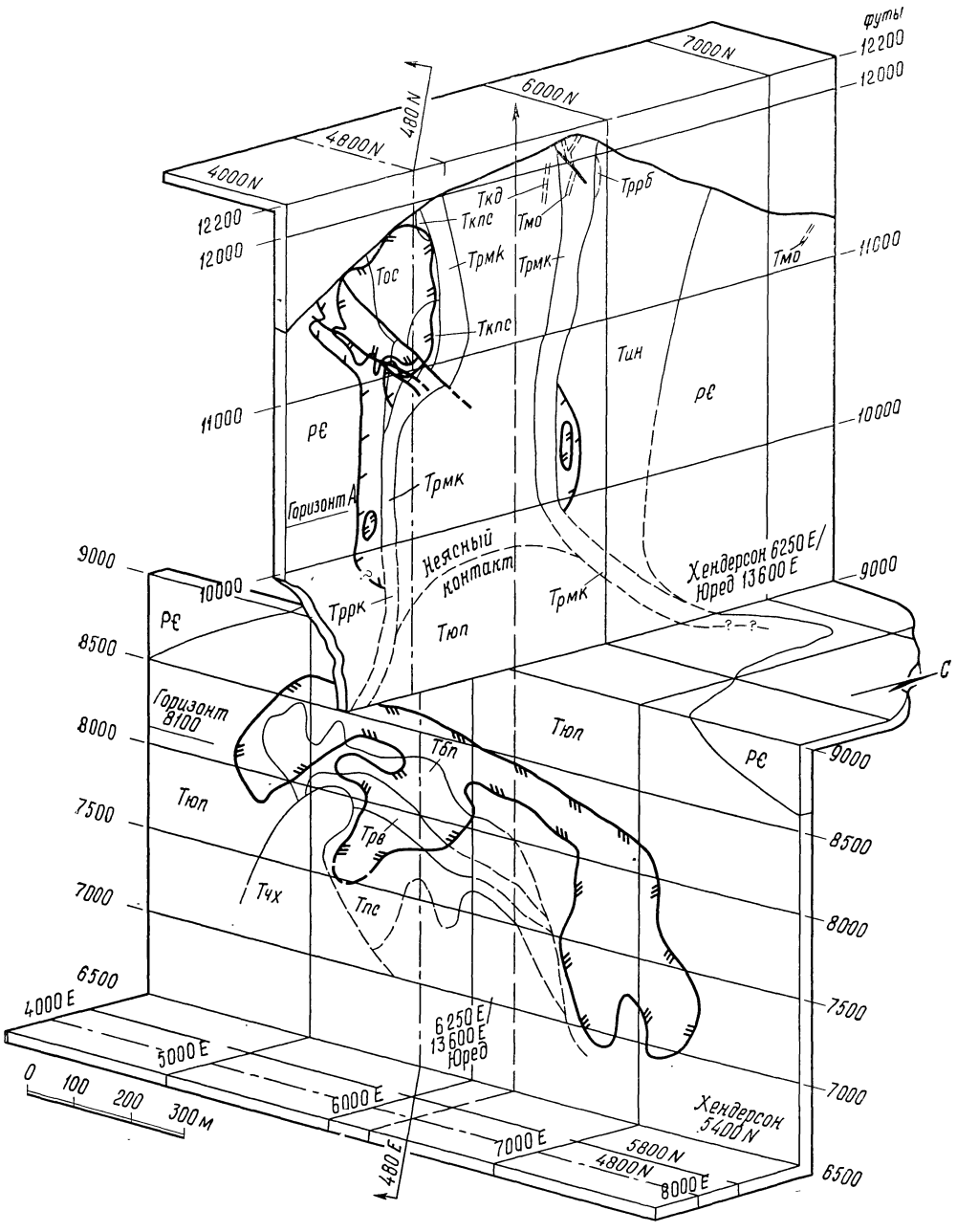


Рис. 3б. Изометрическое изображение магмо-гидротермальной системы Ред-Маунтин. Рудное тело Юред и верхняя часть интрузивной серии Ред-Маунтин показаны по разрезу 6250E месторождения Хендерсон (разрез по месторождению Юред 13 600E) выше отметки 9000 футов [89]. Рудное тело Хендерсон и нижняя часть интрузивной серии Ред-Маунтин показаны по разрезу 5400N месторождения Хендерсон ниже отметки 9000 футов. Условные обозначения те же, что на рис. 3а.

которые содержат сростки и радиально-симметричные выделения молибденита размером до 5—8 см.

Уоллес и др. [89] полагали, что преобладающим механизмом отложения

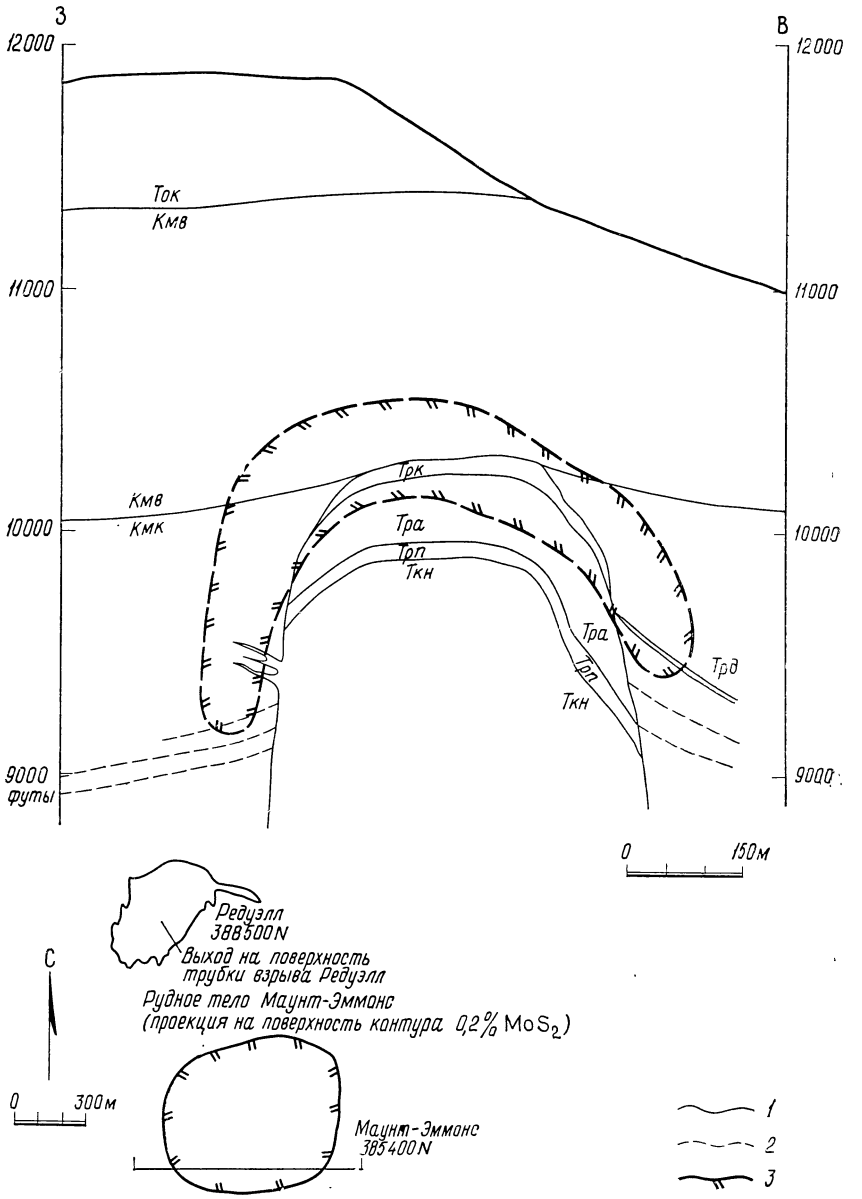


Рис. 4. Разрез 385 400N месторождения Маунт-Эммонс, на котором показаны обобщенная геология и рудные зоны. Обобщенные схемы (вставки внизу слева) показывают расположение и ориентировку разреза 385 400N по отношению к проекции на дневную поверхность зоны содержания 0,2% MoS_2 месторождения Маунт-Эммонс и выход на дневную поверхность трубки взрыва Редуэлл. *Магматические породы*: Трк — краевая фаза порфиров Ред-Леди; Тра — аплитовая фаза порфиров Ред-Леди; Трп — порфировая фаза Ред-Леди; Ткн — порфиры Кейстоун, нерасчлененные; Трд — радиальные дайки. *Осадочные породы*: Ток — формация Огайо-Крик; Кмв — формация Месаверде, Кмк — формация Манкос. *1* — контакты; *2* — слоистость; *3* — контур содержания 0,2% MoS_2.

руд на месторождении Клаймакс было замещение, а на месторождении Хендерсон преобладало, по-видимому, выполнение. Это предположение основано на следующих фактах: слоистом симметричном отложении молибденита внутри жил, расширении ранних прожилков при горизонтальном смещении более поздними (рис. 7) и обилии относительно крупных газово-жидких

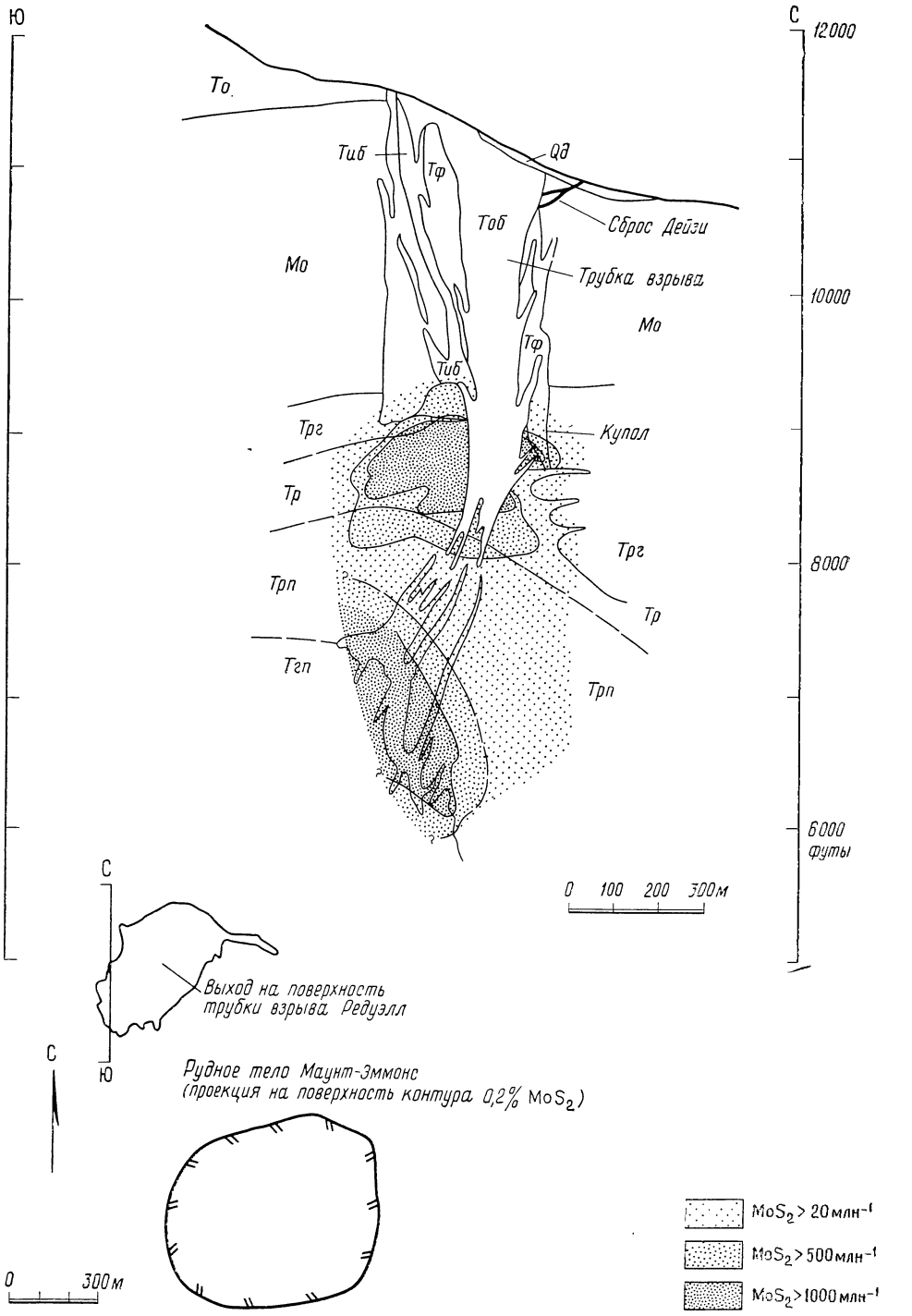


Рис. 5. Меридиональный разрез через интрузивную серию Редуэлл-Бейсин, показывающий распределение молибдена [66]. Qд — четвертичный делювий. *Третичные породы*: Тоб — обломочные брекчии; Та — аплиты; Тгп — гранит-порфиры; Тиб — интрузивные брекчии; Тф — фельзиты; Трг — роговики, Тр — риолиты; Трп — риолитовые порфиры; То — осадочные породы; Мо — мезозойские осадочные породы.



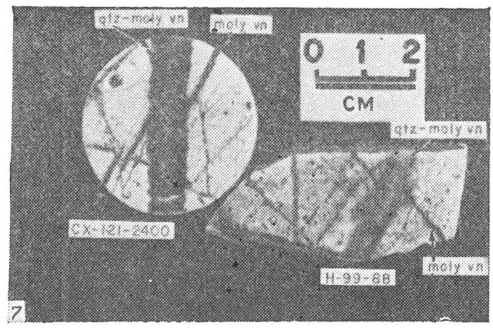


Рис. 6. Образец молибденовой руды из рудника Клаймакс, иллюстрирующий штокверковое пересечение жил типа Клаймакс. Порода представляет собой К-шпатизированный докембрийский гранит с включениями лейст биотита. Следует обратить внимание на то, что наблюдается много генераций прожилков и смещение и (или) расширение ответвлений многих прожилков.

Рис. 7. Образцы CX-121-2400 и H-99-88 с месторождений Хендерсон, свидетельствующие о механизме заполнения открытого пространства. В образце слева видна симметрично-слоистая жила с молибденитом вдоль стенок и кварцем в центре. Эта жила с расширением сечет ранний молибденитовый прожилок. Образец справа показывает такое же расширение при пересечении молибденитовой жилы кварцевой жилой (с вкрапленностью молибденита). Собственно кварцевая жила подчеркивается этим разрывом молибденитовой жилы. Вокруг кварцевой жилы отмечается неправильной формы ореол окварцевания, который позволяет относить ее к неправильной жиле замещения, что не присуще молибденитовой жиле и позволяет делать различие между жилой и ореолом изменения.

включений. Однако даже в этих жилах выполнения молибденит обычно наиболее распространен вдоль стенок жилы в контакте с калиевым полевым шпатом, когда последний располагается в стенках жилы, рассекая кварц. Кроме того, кристаллы молибденита там, где они секут калиевый полевой шпат, обычно имеют тончайшие серицитовые оторочки. Эти особенности позволяют предполагать реакционные взаимоотношения вдоль стенок прожилков выполнения (Р. Картен, письменное сообщение, 1980).

В большинстве кварц-молибденитовых прожилков находится флюорит, а некоторые прожилки содержат небольшие количества калиевого полевого шпата, пирита, биотита и серицита. Наиболее распространен молибденит полиморфной модификации 2H, хотя в небольшом количестве встречается также молибденит полиморфной модификации 3R. Жилы других типов содержат безрудный кварц, кварц с пиритом, а местами с топазом и гюбнеритом, а открытые жилы содержат различные количества флюорита, родохрозита, сфалерита, галенита и редко халькопирита. На месторождении Хендерсон парагенетическая последовательность образования от более ранних к поздним следующая: безрудный кварц, кварц с молибденитом в штокверковых прожилках, кварц с молибденитом в пологопадающих жилах, кварц с пиритом и флюорит с родохрозитом. На месторождении Клаймакс наблюдается такая же последовательность, исключая ранний безрудный кварц.

Молибденитовое рудное тело обычно перекрыто зоной, содержащей до 10% пирита, местами с топазом, и подстилается зоной полностью окремненной породы. В низах месторождения Маунт-Эммонс особенно обилен магнетит. Жильная ассоциация флюорит — родохрозит — галенит — сфелерит обычна в жилах, распространенных по периферии рудного тела.

Многократные внедрения и оруденение

Все рудные тела типа Клаймакс в Колорадо встречаются в породах сложной интрузивной серии, которая состоит из ряда отдельных, но близких по составу интрузивов (табл. 4 и рис. 2—5). С некоторыми из этих интрузивов генетически связаны ассоциирующиеся с ними в пространстве и во времени рудные тела. Предположение о многократном внедрении и рудообразовании на месторождении Клаймакс впервые было высказано Уоллесом и др. [89]. Это представление оказалось наиболее значительным для развития понимания геологии молибденовых месторождений типа Клаймакс за последние 25 лет. Кратко говоря, концепция предполагает, что три отдельные, но подобные по составу интрузии на месторождении Клаймакс привели

Таблица 4. **Составные части штоков и интрузивных серий типа Клаймакс, Колорадо**

Шток Клаймакс (современная классификация) [1]	Шток Клаймакс [89]	Интрузивная серия Ред-Маунтин [90, 22]	Шток Маунт-Эммонс	Интрузивная серия Редуэлл-Бейсин [66]
Юго-Западный массив (рудное тело Сереско) [2]	Юго-Западный массив (рудное тело Сереско)	Вольфрамоносная серия Слайд и брекчии Джанкрок	Порфиры Ред-Леди (Рудное тело Маунт-Эммонс)	Риолитовые порфиры, риолиты (Верхняя зона MoS_2)
Центральный массив (Верхнее рудное тело)	Центральный массив (Верхнее) рудное тело)	Богатые вкрапленниками порфиры	Краевая фаза	Фельзиты
Внутрирудные порфиры	Внутрирудные порфиры и аплитовые порфиры	Серия Ист-Ноб	Аплитовая фаза	Магматические брекчии
Нижняя интрузивная серия (Нижнее рудное тело)	(Нижнее рудное тело)	Тонкозернистая фаза	Порфировая фаза	Гранит-порфиры (Нижняя зона MoS_2)
Аплитовые порфиры	Порфировые граниты и дайки поздних риолитовых порфиров	Грубозернистая фаза	Порфиры Кейстоун	Аплиты
Биотитовые порфиры		Кварцевые порфиры Скуэр (Рудное тело Юред)	Аплитовая фаза	Брекчии Раббл
Биотитовые гранит-порфиры		Риолитовые порфиры (роя радиальных даек)	Порфировая фаза	
Пострудная интрузивная серия		Порфировая серия Ред-Маунтин	Порфиры Юнион	
Поздние риолитовые порфиры		Брекчии Раббл-рок		
Серийные граниты		Порфиры Ред-Маунтин		
		Концентрические дайки		
		Магмо-обломочные породы		
		Брекчии Пик		
		Порфиры Юред		
		Порфиры Праймос (Рудное тело Хендерсон)		
		Краевая фаза		
		Богатая вкрапленниками фаза		
		Внутренняя фаза		
		Серийная фаза		
Самые поздние		Граниты Хендерсон		

[1] Традиционно описание разреза дано от самых ранних (вверху) до самых поздних (внизу) пород, так как в большинстве серий типа Клаймакс в Колорадо именно так они располагаются в вертикальном разрезе. Это не относится только к серии Редуэлл-Бейсин.

[2] Ассоциирующиеся в пространственном, генетическом и временном отношении рудные тела приведены в скобках.

к возникновению трех отдельных, но перекрывающихся молибденовых рудных тел и сопутствующих зон измененных пород. Концепция многократного внедрения и рудоотложения остается без изменений, хотя анализ данных, собранных по дополнительному бурению начиная с 1968 г., позволил наметить более глубокие интрузивные фазы на месторождении Клаймакс.

Еще в 1919 г. Хейли и Денвер отметили, что оруденение Клаймакса генетически относится к интрузивному телу, но потребовалось много лет и пришлось провести детальные исследования для того, чтобы разделить это сложное интрузивное тело на составные части. Сложность взаимоотношений между интрузиями дорудных кварцевых монцонитов, внутрирудными и пострудными поздними риолитовыми дайками многие годы не позволяла установить последовательность геологических событий [9, 19].

В 1950-х и 1960-х годах эти составные части изверженных пород в конце концов были распознаны и определены их правильные возрастные соотношения [35].

Несмотря на то что молибденит был обнаружен в районе хребта Сереско в 1930-е годы, вплоть до середины 60-х годов не было закончено определение общих масштабов оруденения. Опробование приповерхностных эрозионных останцов рудного тела Сереско позволило реконструировать предполагаемую первоначальную форму, размер и пространственную связь тела Сереско с Юго-Западным массивом штока Клаймакс.

Четким доказательством циклического характера магматического внедрения и рудообразования на месторождении Клаймакс является взаимоотношение между внутрирудными дайками и прожилками молибденита [89]. В Верхнем рудном теле эти дайки секут все или большую часть прожилков с молибденитом. Они также секут сильно окремненные породы Верхнего рудного тела, но сами секутся кварц-серицит-ширитовыми жилами, расположенными по периферии Нижнего рудного тела. В Нижнем рудном теле эти дайки минерализованы в такой же степени, как вмещающие породы, и на некоторых площадях они разрушены при окварцевании, связанном с Нижним рудным телом. Это указывает на то, что внутрирудные дайки по возрасту относятся к интервалу времени от конца становления Верхнего рудного тела до начала становления Нижнего рудного тела. Кроме того, это доказывает, что Верхнее рудное тело, расположенное над Центральным массивом сформировалось раньше Нижнего, расположенного в Нижней интрузивной толще (рис. 2).

Многократные внедрения и импульсы оруденения также наблюдаются на месторождении Ред-Маунтин, где рудное тело Юред генетически связано с кварцевыми порфирами Скуэр [90], а рудное тело Хендерсон — с фазами интрузива Праймос (рис. 3 и табл. 4). Установление многократности внедрения и возможности многократного рудообразования привело к открытию рудного тела Хендерсон [87].

На месторождении Маунт-Эммонс обнаружена только одна фаза экономически значимого молибденового оруденения, хотя интрузивная серия Редуэлл-Бейсин содержит две молибденитовые зоны, которые пространственно и, возможно, генетически относятся к фазам риолитовых порфиров и гранит-порфиров этой серии (рис. 4, 5, табл. 4) [66].

Структурные черты интрузивов и способы внедрения

Интрузивные серии типа Клаймакс включают в себя многофазные сложные штоки, дайки и брекчии. В соответствии с рекомендациями Северо-

Американской комиссии по Стратиграфической номенклатуре термин «интрузивная серия» в данной работе используется вместо употреблявшегося ранее в литературе термина «интрузивный комплекс» [33].

Штоки. Размер и форма сложных штоков, с которыми ассоциируются месторождения типа Клаймакс в штате Колорадо, показаны на рис. 2—5. Самый большой шток (Хендерсон) достигает приблизительно 4500 футов (1400 м) в диаметре, а самый маленький (Маунт-Эммонс) — 1600 футов (500 м). Отдельные порфировые тела внутри сложных штоков обычно имеют цилиндрическую форму и почти вертикальное положение. Многие из них почти круглые в плане, например Центральный массив на месторождении Клаймакс, некк порфиров Ред-Маунтин на месторождении Ред-Маунтин и интрузивы Ред-Леди и Кейстоун на месторождении Маунт-Эммонс. Другие, такие, как Юго-Западный массив на месторождении Клаймакс, имеют более неправильную в плане форму. На месторождении Ред-Маунтин отдельные порфировые тела вытянуты в северо-восточном направлении. Сложный шток Ред-Маунтин сильно расширяется ниже отметки 9000 футов так, что на изученных глубинах он имеет колоколообразную форму (рис. 3б).

Дайки. В интрузивных толщах типа Клаймакс обычны радиальные и концентрические дайки. На месторождении Клаймакс крутопадающие дайки внутрирудной группы даек образуют полную и симметричную радиальную структуру, которая, очевидно, располагается в нижней интрузивной толще [89]. На месторождении Ред-Маунтин крутопадающие дайки риолитовых порфиров и дайки, сложенные брекчированными породами, образуют радиальные структуры соответственно вокруг центра интрузива Ред-Маунтин и внутри порфиров Ред-Маунтин [90]. Радиальные дайки вокруг массива Ред-Маунтин более развиты в северо-восточном направлении.

Падающие внутрь концентрические пластовые интрузии связаны с Юго-Западным массивом месторождения Клаймакс [89]. Зарождающиеся концентрические пластовые интрузии также обычны на месторождении Маунт-Эммонс (рис. 4). Крутопадающие концентрические дайки пересекают некк порфиров Ред-Маунтин [90]. Дайки Центрального массива риолитовых порфиров месторождения Клаймакс, имеющие пологое и средней крутости падение кнаружи, залегают над массивом, по его периферии и концентрически вокруг него [89].

Структурное значение даек. Крутопадающие радиальные дайки и падающие вовнутрь концентрические пластовые интрузии указывают на то, что максимум сжатия был ориентирован вертикально над куполами магмы типа Клаймакс. Радиальные дайки заполняли трещины растяжения, а концентрические пластовые интрузии трещины скалывания, которые по мере того, как магма заполняла их, становились трещинами растяжения. На месторождении Клаймакс симметричное развитие крутопадающих радиальных даек указывает на то, что максимальное сжатие было почти вертикально, а среднее и минимальное сжатия были практически горизонтальны и почти равны. Однако на месторождении Ред-Маунтин развитие большей части даек в северо-восточном направлении и удлинение отдельных интрузивных тел в этом же направлении позволяют предполагать, что промежуточное сжатие было больше минимального и имело ориентировку СВ 80° — в направлении затухания ларамийского сжатия. Падающая кнаружи концентрическая дайка на месторождении Клаймакс, очевидно, заполнила трещины растяжения, вызванные временным ослаблением продвижения вверх Центрального массива.

Брекчии. За исключением месторождения Редуэлл-Бейсин [66], брекчии занимают небольшой объем в интрузивных системах типа Клаймакс. Среди них выделяются приконтактовые брекчии и брекчии взрыва. Приконтактовые брекчии, известные под названием Джанк-рок, на месторождении Ред-

Маунтин граничат с богатыми вкрапленниками кварцевыми порфирами. Они постепенно переходят от смешанной зоны докембрийских гранитов и третичных порфиров снаружи до зоны брекчированных кварцевых порфиров внутри. Эти брекчии утратили присущий им цементирующий материал и интенсивно изменены. В некоторых местах брекчии секутся богатыми вкрапленниками кварцевыми порфирами, а в других местах наблюдается постепенный контакт. Считается, что брекчии Джанк-рок образовались под воздействием внедрения богатых вкрапленниками кварцевых порфиров на более высокие уровни [90].

На месторождении Ред-Маунтин также встречено несколько тел эксплозивных брекчий. Брекчии Раббл-рок слагают тела неправильной и дайкообразной формы и представлены угловатыми и округлыми обломками, заключенными в тонкозернистой кластической основной массе [90]. Они обнаружены только в приповерхностных условиях. Основная масса брекчий Пик, обнажающихся около вершины Ред-Маунтин в самой верхней сохранившейся части интрузивного центра Ред-Маунтин, сложена вулканическим пеплом [90]. Крутопадающие дайки галечных брекчий содержат в основной массе растертой в пыль породы округлые обломки оруденелой и измененной породы. Близповерхностное положение, неправильная форма, полностью обломочная природа — все это наводит на мысль, что брекчии Раббл-рок могли образоваться при близповерхностном, возможно фреатическом, взрыве, вызванном магматическим разогревом грунтовых вод. Пепловая основная масса брекчий Пик указывает на образование их в субвулканическом некке при взрывном вулканическом извержении. Оруденелые обломки в галечных брекчиях позволяют предполагать, что пострудные эксплозии происходили под рудными телами; это приводило к отрыву минерализованных обломков и выталкиванию их вдоль крутопадающих трещин вверх и в стороны. При перемещении обломки шлифовались, округлялись и, возможно, претерпевали изменения.

Магмо-обломочные породы, слагающие некк и прерывистые радиальные дайки на месторождении Ред-Маунтин, представляют собой микробрекчии кварц-полевошпатовых порфиров. Подобно им радиальные внутрирудные дайки на месторождении Клаймакс являются обломочными по структуре. Большая часть фенокристаллов кварца и полевого шпата, так же как и более мелкие зерна основной массы, угловаты и представлены обломками. Эта структура указывает на то, что радиальные дайки группы магмо-оболомочных и внутрирудных даек были образованы при взрыве. Возрастные взаимоотношения внутрирудных даек предполагают, что они предшествовали образованию Нижнего рудного тела.

Крутопадающие брекчиевые дайки с оруденелыми обломками в основной массе, сложенной темно-серым микрокристаллическим кварцем и молибденитом, сопровождают многие внутриминерализационные дайки на месторождении Клаймакс. Это позволяет предполагать, что взрыв, высвободивший гидротермальные флюиды, сопровождался эксплозивным внедрением обломочных внутрирудных даек порфиров.

Деформация вмещающих пород. Деформации, происходившие при внедрении штоков, лучше всего проявлены на месторождениях Маунт-Эммонс и Клаймакс, где поверхности напластования и контакты даек соответственно служат маркирующими горизонтами. На месторождении Маунт-Эммонс тонкослоистые (1,3—3,1 см), ороговикованные и гидротермально-измененные сланцы и песчаники мелового возраста меняют направления и углы падения от регионального падения на юго-запад под углом 10—20° до падения вдоль контактов штока под углами 40—70°. Простирания изгибаются концентрически по отношению к контактам штока. Зона сильной деформации прослеживается в сторону от штока по крайней мере на 150 м. Углы падения зако-

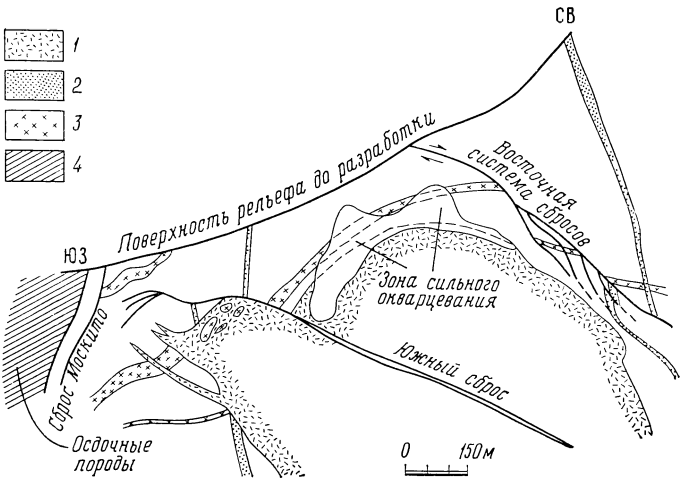


Рис. 8. Обобщенный разрез N67E площади рудника Клаймакс, показывающий почти вертикальные дорудные дайки, искривленные, уплощенные, закругляющиеся и пропадающие над штоком Клаймакс. *1* — шток Клаймакс (олигоцен); *2* — порфиры Линкольн (палеоцен); *3* — порфиры Элк-Маунтин (палеоцен); *4* — докембрийские породы.

номерно уменьшаются с увеличением расстояния от штока, т. е. можно предполагать, что осадочные породы были деформированы до того, как были разбиты трещинами и повернуты (рис. 4).

На месторождении Клаймакс деформация докембрийских вмещающих пород проявилась в искривлении дорудных кварц-монцонитовых даек. Эти дайки имеют ларамийский возраст и сложены порфирами, широко распространенными в районе Клаймакс. Они не связаны со значительно более молодым магматизмом и импульсами рудообразования на Клаймаксе. Две главные почти вертикальные дайки меридионального простирания, сложенные порфирами Линкольн, изогнуты, а несколько первоначально полого залегавших даек, сложенных порфирами Элк-Маунтин, изогнуты в виде свода и исчезают над штоком Клаймакс (рис. 8). Смещение даек Элк-Маунтин около вершины штока составляет приблизительно 480 м. Резко выраженная сланцеватость в дайках определяется по линейности минералов в основной массе, особенно биотита и непрозрачных минералов, и по катакластическому удлинению и уплощению фенокристаллов кварца. Эта сланцеватость, параллельная контакту Центрального массива штока Клаймакс, возможно, произошла при сдвиге, который сопровождал куполообразование и искривление.

При деформации дорудных вмещающих пород были сформированы породы последовательных фаз сложного штока. Внешняя зона Центрального массива [89] имеет хорошо развитую сланцеватость около докембрийского контакта, определяемую по фенокристаллам кварца, вытянутым и уплощенным до соотношения длина : толщина 10 : 1 или чаще 3 : 1. Удлинение и уплощение, вероятно, являются результатом пластической и катакластической деформаций, за которыми потом следовало прокаливание, приведшее к возникновению сложных фенокристаллов с неодновременным оптическим погасанием. Сдвиг и сжатие, по-видимому, были переданы фенокристаллам весьма вязкой, почти застывшей магмой внешней оболочки интрузива по мере того, как более горячая, менее вязкая магма внутри оболочки продолжала давить вверх и наружу. Некоторые ранее сформированные жилы на контакте с Центральным массивом имеют складчатую структуру, связанную с незначительной пластической деформацией, происходившей после трещино- и рудообразования.

Контакты и ксенолиты. Вообще говоря, внешние контакты всех четырех интрузивных серий типа Клаймакс в штате Колорадо являются резко выраженными. Однако местами на месторождении Клаймакс некоторые контакты из-за сильной калишпатизации и (или) окварцевания настолько неясные, что ранние исследователи предполагали метасоматическое происхождение интрузивов Клаймакс путем гранитизации [35].

Местами в различных фазах интрузивов, таких, как порфиры Праймос на месторождении Хендерсон и Юго-Западный массив на месторождении Клаймакс, присутствуют ксенолиты вмещающих пород [89, 90]. На месторождении Маунт-Эммонс ксенолиты встречаются во всех фазах штока, практически около их контактов. Ксенолиты обычно имеют угловатую форму. Размер их колеблется в пределах от 2,5 см до 10 м в поперечнике, но значительная часть их меньше 1 м в поперечнике.

Большая часть ксенолитов в штоке Маунт-Эммонс представляют собой обломки роговиков из вмещающих формаций Месаверде и Манкос и обломки риолитовых порфиров и пластовых интрузий третичного возраста. Только в немногих местах обломки, сложенные породами ранних фаз штока, содержатся в породах более поздних интрузивных фаз. Ни одного ксенолита глубинных пород здесь не было отмечено. В большинстве случаев ксенолиты на месторождении Маунт-Эммонс имеют резкие контакты с вмещающими изверженными породами и сохранили свои первоначальные метаморфические или магматические структуры. Однако ксенолиты в самых ранних интрузивных фазах штока обнаруживают некоторую ассимиляцию, и контакты их постепенны, переход происходит на расстоянии до 2,5 см. Некоторые из ксенолитов имеют смешанные магматические и метаморфические структуры, что указывает на частичное преобразование вещества.

Системы трещин, связанные с внедрением штоков, наиболее полно изучены на месторождении Хендерсон, где рудничные работы на горизонте 8100 позволили проанализировать примеры трещин, развитых в отдельных куполах в юго-западном выступе штока порфиров Праймос (рис. 9—13). Для анализа данных исследованная площадь на горизонте 8100 была разделена на квадраты со стороной 75 м. Полюсы жил, сбросов и трещин для каждого квадрата были нанесены на сетки Шмидта, а максимумы плотности были оконтурены. На рис. 9 показан пример типичных диаграмм трещин. Для того чтобы лучше показать данные о трещиноватости, средние положения максимумов плотности, равные 5% или более, были трансформированы в направления простираний и падений и нанесены на карты, что и показано на рис. 10—13. В 23 квадратах было проанализировано положение 1720 жил. Измерявшиеся жилы относительно протяженные, а прожилки штокверкового типа, содержащие большую часть молибденита, самые многочисленные и прерывистые. Большинство из промеренных жил содержат пирит, кварц и молибденит. Хотя встречались жилы шириной до 15 см, большая часть была менее 1,2 см. Лучше других развиты радиальные жилы, но были зафиксированы слабо развитые жилы концентрического и северо-восточного простирания (рис. 10—12). Радиальные и концентрические жилы расположены в юго-западном куполе интрузива Праймос. Северо-восточная сеть трещин расположена над всей интрузией Праймос, которая также вытянута в северо-восточном направлении (рис. 9). Хотя большая часть концентрических жил имеет крутое падение, некоторые относительно мощные жилы (от 2,5 до 7,5 см) падают полого кнаружи. Крупнокристаллический молибденит, кварц и флюорит, развитые в этих жилах, указывают на механизм заполнения открытого пространства трещин растяжения.

Простирания 3000 сбросов мощностью 15 см, измеренные на горизонте 8100 футов, совпадают с примером, приведенным на рис. 13. Под сбросом понималась любая трещина, независимо от ширины или протяжения, в ко-

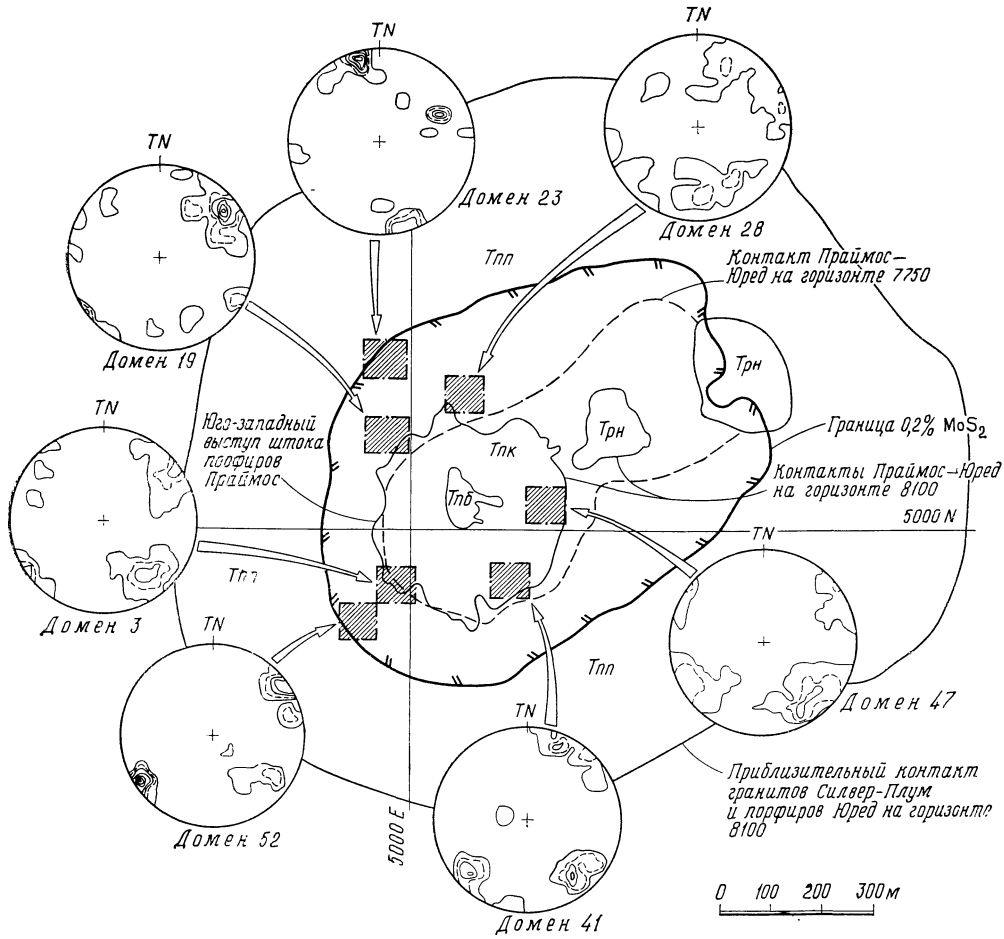


Рис. 9. Геологическая схема, на которой показаны: 1) контакт порфиров Юред и Праймос месторождения Хендерсон на горизонтах 8100 (сплошная линия) и 7755 (пунктирная линия); 2) граница содержания 0,2% MoS_2 на горизонте 8100 месторождения Хендерсон; 3) типичные образцы нижней полусферы равноплощадной сетки, составленной для изучения ориентировки трещин; 4) расположение доменов (квадраты со стороной 250 футов, заштриховано), в пределах которых измерялась ориентировка трещин для каждой равноплощадной сетки. Изолинии проведены через 1, 5 (пунктир), 10, 20, 30 и 40% плотности трещин. Тпн — нерасчлененные породы массива Праймос; Тпб — богатая вкрапленниками фаза массива Праймос, Тпк — краевая фаза массива Праймос; Тпп — порфиры Праймос.

торой проявлено перемещение. Некоторые сбросы, вероятно, протягиваются вертикально более чем на 17 м, отделяя забой и продуктивные уровни, и немногие, вероятно, протягивались на расстояние до 600 м по простиранию, но большая часть сбросов образует прерывистую сеть небольших трещин. В порфирах Юред более 80% сбросов шире 15 см и приблизительно 95% сбросов с вертикальным и горизонтальным протяжением являются радиальными по отношению к юго-западному выступу массива Праймос. Радиальный сброс также присутствует в краевой фазе Праймоса, но развит не так хорошо. Несмотря на то что установлены слабо развитые концентрические сбросы, большинство главных и второстепенных сбросов являются радиальными.

Более 95% сбросов оруденелые, и во многих из них обнаруживаются доказательства многократного рудообразования. Характерно, что более крупные сбросы содержат молибденит вдоль стенок, причем более поздний

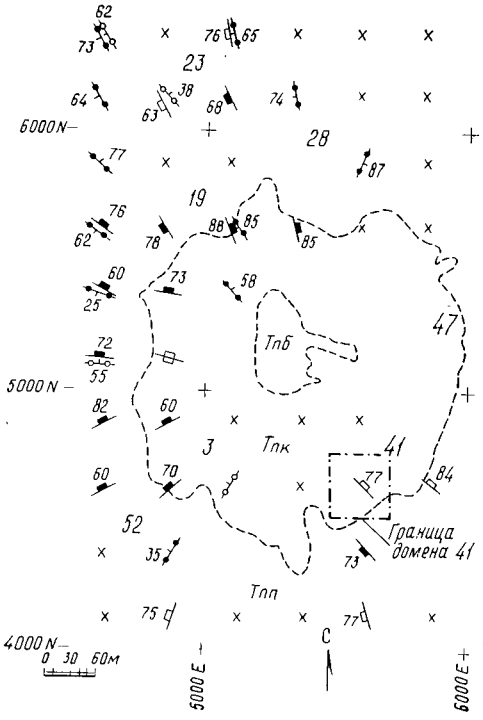


Рис. 10. Сеть радиальных жил и трещин в пределах и по периферии юго-западного купола порфиров Праймос на горизонте 8100 месторождения Хендерсон. Каждый символ простирания и падения представляет собой среднее значение положения трещин и жил внутри контуров высокой плотности равноплощадных сеток рис. 9. Жилы показаны как линии простирания с кружками на концах. На линиях простирания трещин имеются прямоугольники, указывающие направления падения. Черные значки — первичные жилы и трещины; светлые — вторичная сеть. Условные обозначения пород те же, что на рис. 9.

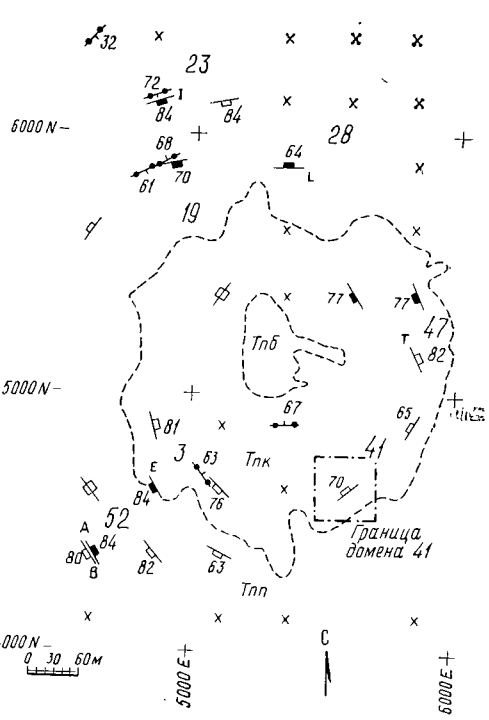


Рис. 11. Сеть концентрических жил и трещин в пределах и по периферии юго-западного купола порфиров Праймос на горизонте 8100 месторождения Хендерсон. Условные обозначения те же, что на рис. 9.

молибденит обычно с пиритом, флюоритом, родохрозитом, сфалеритом, галенитом, гематитом и глинами располагается во внутренних частях по отношению к раннему молибдениту. В молибденитсодержащих сбросах часто наблюдаются зеркала скольжения, а в некоторых местах видны многочисленные направления погружения штриховки.

Системы радиальных, концентрических и северо-восточных трещин повторяют ориентировку жил и минерализованных сбросов (рис. 9—13), но в этих трещинах не видно следов перемещения и они не минерализованы.

Происхождение трещин. Радиальные жилы и сбросы, проходящие по периферии юго-западного выступа интрузива Праймос, вероятно, произошли при радиальном растрескивании в процессе растяжения над давящим вверх куполом. Слабо развитая сеть радиальных сбросов в краевой фазе Праймоса, вероятно, сформировалась в результате давления, вызванного несколько более поздним внедрением богатой вкрапленниками фазы Праймос. Очевидно, одновременно с образованием радиальных трещин и (или) сразу после него происходил приток гидротермальных флюидов, из которых отложились руды, выполнившие жилы, и жильные минералы.

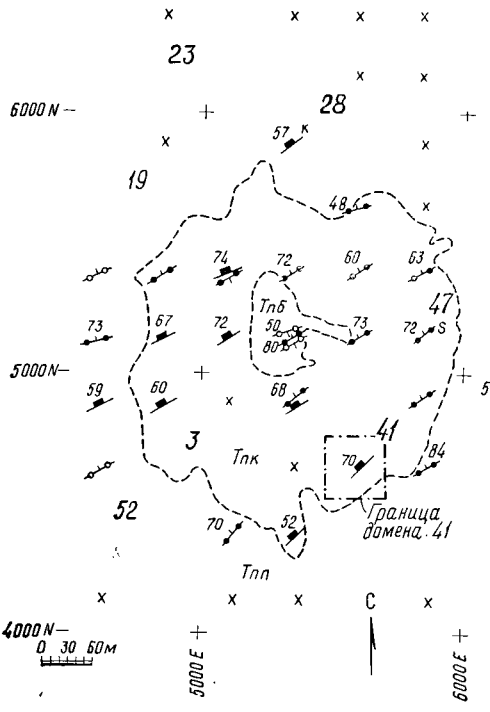


Рис. 12. Сеть северо-восточных жил и трещин в пределах и по периферии юго-западного купола порфиров Праймос на горизонте 8100 месторождения Хендерсон. Условные обозначения те же, что на рис. 9 и 10.

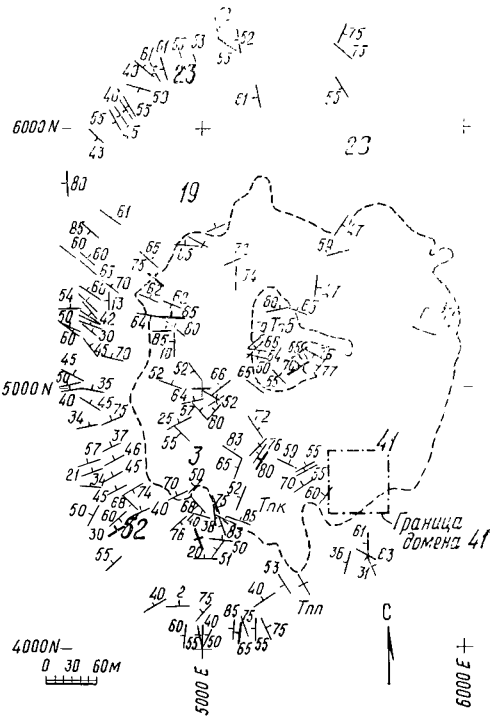


Рис. 13. Карта всех известных крупных сбросов, расположенных в пределах и по периферии юго-западного купола порфиров Праймос на горизонте 8100 месторождения Хендерсон. Жирной чертой обозначены широкие зоны мощных разрывов (от 0,6 до 1,8 м шириной). Более тонкие линии показывают узкие зоны разрывов (от 15 до 60 см шириной). Условные обозначения те же, что на рис. 9.

На месторождении Ред-Маунтин серия жил северо-восточного простирания, вероятно, образовалась путем разрушения при растяжении над хребтом того же простирания интрузива Праймос. Жилы, полого падающие в стороны, образовались в трещинах растяжения, которые определяют ослабление в направленном вертикально давлении. Такое ослабление давления, возможно, произошло при сжатии и (или) незначительном сокращении интрузива, вызванном потерей летучих, кристаллизацией и (или) остыванием.

Таким образом, трещины радиальной, концентрической и северо-восточной систем произошли главным образом в результате воздействия сил внедрения штока. Малопротяженные трещины, образующие штокверк, произошли путем гидрорастрескивания, порожденного давлением гидротермальных флюидов, которые выделялись из кристаллизующихся магм.

Поскольку трещины повторяют радиальную, концентрическую и северо-восточную ориентировку жил и сбросов, они могут отражать подобные ориентировки давления. Однако трещины являются пострудными. Следуя предположению Прайса [63], мы считаем, что эти трещины образовались при посттектоническом и пострудном высвобождении энергии напряжения и сопровождающих ее давлений, которые накопились в породе во время стадии уменьшения вертикального сжатия, связанного с внедрением интрузива Праймос и рудообразованием на месторождении Хендерсон.

Глубина внедрения. Определение глубины внедрения интрузивных серий типа Клаймакс в Колорадо и связанных с ними месторождений основано на воссоздании литологических разрезов и восстановлении эрозионных уровней третичного возраста. На месторождении Клаймакс восстановление плоскости докембрийско-палеозойского несогласия (от восточного фланга и вершины хребта Тенмайл до Центрального массива штока Клаймакс) показало, что вершина Центрального массива расположена приблизительно на 480 м ниже предполагаемого несогласия. Восстановленный перекрывающий палеозойский разрез на этой площади составил приблизительно 1500—2100 м. Кроме того, многочисленные пластовые интрузии кварцевых монцонитов третичного возраста, которые внедрились в толщу палеозойских пород раньше штока Клаймакс, в совокупности имеют мощность от 300 до 600 м. Шток Клаймакс по возрасту относится к олигоцену — раннему миоцену, поэтому Уоллес и др. [89] считают, что предолигоценовая эрозия снесла все кайнозойские и мезозойские осадочные породы и, видимо, часть палеозойского разреза. Если сложить мощности перекрывающих докембрийских пород, палеозойских пластов и раннетретичных пластовых интрузий, то вершина Центрального массива штока Клаймакс окажется на глубине между 2300 и 3200 м, под олигоценовой поверхностью. Так как доэрозионная вершина Верхнего рудного тела месторождения Клаймакс находилась на 300 м выше вершины Центрального массива, глубина образования Верхнего рудного тела, вероятно, находилась в интервале между 2000—3000 м ниже дневной поверхности.

На месторождении Хендерсон вертикальные столбы порфиров с ассоциирующимися брекчиями указывают на близповерхностное внедрение и выброс магматических продуктов в атмосферу [90]. По мнению Огдена Туэто, вершина месторождения Ред-Маунтин во время рудообразования находилась приблизительно на 600 м ниже дневной поверхности [87]. Эта оценка основана на следующих положениях: 1) согласные вершины хребтов и гор вокруг Ред-Маунтин представляют собой предолигоценовую эрозионную поверхность, которая была приподнята и расчленена; 2) эрозионное понижение вершин в междуречье очень незначительно; 3) бескальдерный кремнистый вулкан от малого до среднего размера возвышался над эрозионной поверхностью (Туэто, письменное сообщение, 1978).

Рудное тело Юред залегает между 150 и 420 м, а рудное тело Хендерсон — между 1100 и 1650 м ниже современной вершины Ред-Маунтин. Таким образом, рудное тело Юред, вероятно, образовалось на глубинах между 750 и 1000 м, а рудное тело Хендерсон — между 1700—2250 м.

Минимальная глубина внедрения (570) м для штока Маунт-Эммонс определена по современной мощности перекрывающей позднемеловой формации Месаверде (400 м) и раннетретичных формаций Огайо-Крик (120 м) и Уосатч (60 м). С другой стороны, наибольшая глубина может быть равна 3100 м, если принять максимальные мощности осадочных и изверженных пород, как они были определены Гаскиллом и др. [23] в Уэст-Элк-Маунтинс. Однако трубка взрыва Редуэлл указывает на выброс в атмосферу магматических продуктов, который предполагает, что истинная глубина внедрения систем Редуэлл и Маунт-Эммонс была скорее ближе к 570 м, чем к 4100 м [66]. Принимая во внимание, что рудное тело Маунт-Эммонс лежит над и вокруг вершины купола штока Маунт-Эммонс (рис. 4), глубина рудообразования была приблизительно равна глубине внедрения штока.

Таким образом, литологические, структурные и геоморфологические реконструкции, вместе с доказательствами магматических выбросов в атмосферу, указывают на относительно неглубокие, субвулканические условия формирования (на глубинах более 570 м, но, вероятно, менее 300 м) интрузивов Клаймакс в Колорадо и связанных с ними рудных месторождений.

Способы внедрения. Деформация глинистых сланцев на месторождении Маунт-Эммонс указывает на то, что вмещающие породы оттеснялись в стороны по пути внедрения магмы. Искривление, утонение и изгиб вверх даек над штоком Клаймакс предполагают сильное продвижение вверх. Листоватость фенокристаллов кварца в Центральном массиве месторождения Клаймакс отражает пластическую деформацию, вызванную поздним импульсом магмы из внутренней части штока. Ксенолиты в некоторых интрузивах, в особенности на месторождении Маунт-Эммонс, указывают на магматическое обрушение. Радиальные жилы, сбросы и трещины, расположенные на юго-западном выступе штока Праймос на месторождении Хендерсон, регистрируют вертикальное давление над напирающим вверх интрузивом Праймос. Концентрические трещины, и в частности их пологое падение в стороны, вероятно, явились результатом сжатия и (или) сокращения нижележащих интрузивов, что было вызвано потерей летучих компонентов, кристаллизацией и (или) остыванием.

В заключение следует сказать, что интрузивы типа Клаймакс в штате Колорадо были внедрены на высокие уровни земной коры при раздвижении в стороны вмещающих пород, их изгибании вверх и обрушении.

Основные особенности химизма и минералогии магматических пород типа Клаймакс

Основные особенности химизма. Анализ основных особенностей показывает, что риолиты и гранит-порфиры типа Клаймакс представляют собой богатые кремнеземом и щелочами, глиноземные, бедные кальцием породы с преобладанием K_2O над Na_2O (табл. 5). Средние содержания главных окислов в связанных с рудой межрудных порфирах составляют (в процентах): SiO_2 — 75,2, Al_2O_3 — 12,3, CaO — 0,80, Na_2O — 2,89 и K_2O — 5,46. Среднее отношение K_2O/Na_2O равно 1,89. Поздние и пострудные порфиры содержат несколько бо́льшие количества Na_2O (в среднем 3,74%) и несколько меньшие количества K_2O (в среднем 4,97%) и их среднее отношение K_2O/Na_2O таким образом уменьшается до 1,33. Несмотря на то что очень важно было отобрать для химических анализов относительно неизмененные породы, следует ясно представлять, что почти нет пород типа Клаймакс, которые бы полностью избежали воздействия гидротермальных флюидов. Например, очень высокие содержания K_2O и низкие содержания Na_2O в образце 1 (табл. 5) являются следствием практически полного замещения альбита калиевым полевым шпатом.

Породы типа Клаймакс обогащены кремнеземом и обеднены кальцием, алюминием, железом и магнием по сравнению как со средним известково-щелочным гранитом, так и со средним щелочным гранитом по Нокколдс [59] (табл. 5). Кроме того, среднее отношение K_2O/Na_2O (1,89) для связанных с рудой пород типа Клаймакс выше, чем для среднего известково-щелочного гранита (1,77) или среднего щелочного гранита (1,46). 2468 анализов, собранных Ле-Метром [49], показывают, что существует полный переход от известково-щелочного гранита через щелочной гранит к высококремнеземистому, богатому щелочами граниту. Породы типа Клаймакс, связанные с рудой, богаты кремнеземом и калием по сравнению со средним гранитом Ле-Метра, но обеднены всеми другими главными окислами. Несмотря на то что породы типа Клаймакс богаты щелочами, молярная доля Al_2O_3 в них обычно приблизительно равна молярной доле $CaO + Na_2O + K_2O$ (табл. 5). Кроме того, большинство из этих пород содержат нормативный корунд, а многие акцессорный топаз. Таким образом, обычно породы типа Клаймакс пред-

ставляют собой скорее насыщенные алюминием, чем агпаитовые породы.

Невозможно классифицировать породы типа Клаймакс штата Колорадо по щелочно-известковому индексу, предложенному Пикоком [61]. Основные тенденции не могут быть определены по диаграммам изменения содержания кремнезема, так как не существует когенетичных пород более кальциевого состава. Однако на месторождении Куэста риолитовые туфы переслаиваются с верхними слоями андезитовых и кварц-латитовых пород вулканической трубки, которая прорвана кварц-монцонитовыми дайками и некками и также связанными с рудой штоками гранитов типа Клаймакс, риолит-порфирами и аплитами [38]. Если эти породы представляют собой когенетичную ассоциацию, то анализы валовой пробы пород по Исихаре [38] могут быть использованы для построения диаграммы колебаний содержания кремнезема, из которой следует, что породы типа Клаймакс на месторождении Куэста могут быть крайним членом серии пород от известково-щелочных до щелочно-известковых.

Индексы дифференциации (нормативные кварц + альбит + ортоклаз + + нефелин + лейцит + кальсилит) связанных с рудой пород на месторождении Клаймакс колеблются от 91 до 94 (табл. 5). Поскольку индекс дифференциации показывает степень магматической эволюции, а нормативные составные части предполагают присутствие минералов с низкими энтропиями плавления [10], то высокие индексы дифференциации пород типа Клаймакс предполагают кристаллизацию из сильно дифференцированных низкотемпературных расплавов.

Минералогия. *Кварц.* В порфирах типа Клаймакс в изобилии развит кварц. В одних порфирах фенокристаллы представлены бипирамидальными кристаллами кварца от эвгедральных до скелетных, с четко выраженной кварцевой морфологией, тогда как в других порфирах они имеют округлую форму, не ограпены и частично разорбированы. Обычно вкрапленники кварца окружены кварцевыми каемками более позднего кварца, богатого включениями, причем оптическая ориентировка сохраняется. В магмо-обломочных порфирах кварцевые обломки имеют угловатую форму, а в деформированных порфирах фенокристаллы кварца представлены удлиненными уплощенными сростками с волнистым и мозаичным погасанием. По-видимому, фенокристаллы кварца в процессе кристаллизации образовались первыми

Полевые шпаты. Альбит в неизмененных порфирах типа Клаймакс встречается как во вкрапленниках, так и в основной массе породы. По оптическим определениям, состав плагиоклаза месторождения Клаймакс колеблется от An_0 до An_{10} (альбит). В большей части вкрапленников альбита видимая зональность не проявлена, но в некоторых наблюдается обычная тонкая зональность, проявленная в виде полос с колебаниями состава в интервале от 1 до 5% An. При кристаллизации альбит, по-видимому, следовал за кварцем и предшествовал калиевому щелочному полевому шпату.

Первичный щелочной калиевый полевой шпат выделялся и в виде фенокристаллов, и в составе основной массы породы. Как правило, фенокристаллы калиевого полевого шпата представлены пертитами и содержат около 10% альбитовых экссолюционных чешуек. Зависящая от состава зональность редко определима в калиевом полевом шпате, но некоторые фенокристаллы в серийных гранитах на месторождении Клаймакс содержат чередующиеся зоны с обилием или отсутствием экссолюционных чешуй и (или) проявляют тонкое прямое погасание.

Микрозондовые и химические анализы и оптические определения, проведенные на фенокристаллах калиевого полевого шпата из поздних риолитовых порфиров месторождения Клаймакс, показали следующий валовой состав: $Ab_{34}Or_{65}An_1$. Вмещающая масса пертитов имеет состав $Ab_{17}Or_{83}An_0$, а альбитовые чешуйки имеют состав Ab_{100}. Применение способа двуполево-

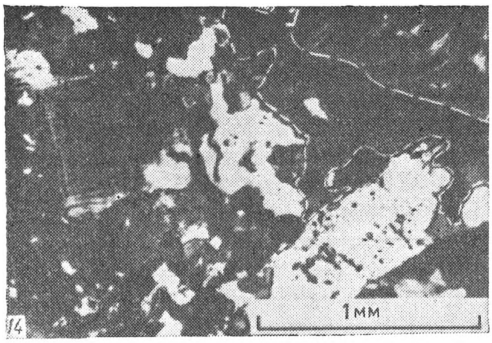
Таблица 5. **Химический и нормативный состав магматических пород типа Клаймакс в штате Колорадо в сравнении с составом среднего известково-щелочного гранита и щелочного гранита по Нокколдс [59] и среднего гранита по Ле-Метру [49]**

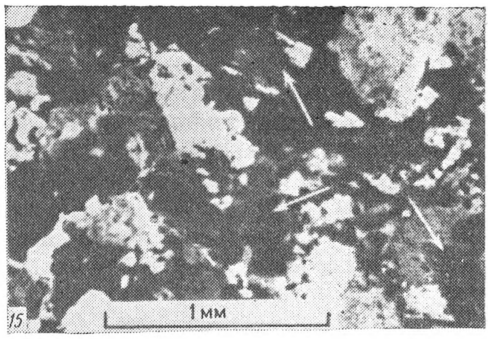
	1 Ткюз (измен)	*2* Ткцм (измен.)	*3* Ткбп	*4* Ткпрп	*5* Ткпг	*6* Трмп	*7* Тпю	*8* Тпп	*9* Тгх	*10* Тру (измен.)	*11* Трлкф	*12* Тпк	*13* Сищг	*14* Сщг	*15* Сг	*16* С. о.
Содержание, в %																
SiO_2	77,50	75,90	75,70	74,08	74,00	75,0	75,0	75,20	75,6	79,0	78,5	74,9	72,08	73,86	72,04	4,26
Al_2O_3	10,10	11,07	12,70	13,20	12,90	12,2	12,3	12,00	12,1	10,30	Н. а.	Н. а.	13,86	13,75	14,42	1,98
TiO_2	0,38	Н. а.	0,56	0,38	0,06	0,15	0,15	0,10	0,08	0,15	Н. а.	Н. а.	0,37	0,20	0,30	0,30
Fe_2O_3	0,86	0,06	0,47	0,87	0,36	0,53	0,73	0,36	0,37	0,21	Н. а.	Н. а.	0,86	0,78	1,22	1,21
FeO	0,26	0,30	0,57	0,34	0,24	0,50	0,76	0,48	0,39	0,32	Н. а.	Н. а.	1,67	1,13	1,68	1,42
MgO	0,07	0,13	0,37	0,19	0,17	0,10	0,12	0,10	0,13	0,05	Н. а.	Н. а.	0,52	0,26	0,71	0,77
MnO	Н. а. *	Н. а.	Н. а.	Н. а.	0,11	0,08	0,04	0,03	0,03	0,04	Н. а.	Н. а.	0,06	0,05	Н. а.	Н. а
CaO	0,40	0,46	1,07	0,61	0,51	0,75	0,76	0,63	0,61	0,70	0,49	0,55	1,33	0,72	1,82	1,40
Na_2O	0,31	2,40	3,10	4,00	3,60	2,32	3,17	3,00	3,61	2,91	0,78	3,3	3,08	3,51	3,69	1,09
K_2O	7,30	6,40	5,60	4,80	5,10	5,80	5,14	5,34	5,00	5,38	4,60	4,10	5,46	5,13	4,12	1,44
Содержание в млн$^{-1}$																
Rb_2O	1200	1100	900	1000	1100	500	500	700								
Sr	140				16	18	260	6								
Ba	10				10	10	10	10								
Нормативный состав																
Кварц			33,63	30,86	32,08	37,38	34,80	35,60	33,93				28,80	31,34	29,13	
Ортоклаз			33,10	28,37	30,14	34,28	30,38	31,56	29,55				32,27	30,32	24,35	
Альбит			26,23	33,84	30,46	19,63	26,82	25,38	30,54				26,06	29,69	31,22	
Анортит			4,20	3,03	2,53	3,72	3,77	3,13	2,05				6,60	3,57	9,03	
Корунд			0,00	0,32	0,53	0,74	0,14	0,14	0,00				0,47	1,12	0,58	
Насыщение алюминием *			0,96	1,02	1,04	1,08	1,08	1,02	0,98							
Индекс дифференциации **			92,95	93,06	92,68	91,28	91,99	92,54	94,02				87,12	91,35	84,70	

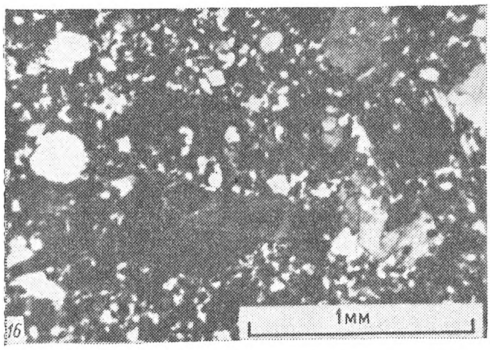
1. (Ткюз) Юго-Западный массив штока Клаймакс — среднее из трех анализов; порода изменена; альбит замещен калиевым полевым шпатом. *2.* (Ткцм). Центральный массив штока Клаймакс — среднее из трех анализов; порода изменена; альбит частично замещен калиевым полевым шпатом. *3.* (Ткбп) биотитовые порфиры нижней интрузивной серии штока Клаймакс — среднее из трех анализов; связаны с рудой. *4.* (Ткпрп) дайки поздних риолитовых порфиров, Клаймакс — среднее из четырех анализов; пострудные. *5.* (Ткпг) серийные граниты штока Клаймакс — среднее из трех анализов; пострудные. *6.* (Трмп) порфиры Ред-Маунтин месторождения Юред и Хендерсон — один анализ; после руд Юред, но до руд Хендерсон. *7.* (Тпю) порфиры Юред месторождения Юред и Хендерсон — один анализ; после руд Юред, но до руд Хендерсон. *8.* (Тпп) порфиры Праймос месторождения Хендерсон — один анализ; связаны с рудой. *9.* (Тгх) граниты Хендерсон месторождения Хендерсон — один анализ; поздние по отношению к большей части руды. *10.* (Тру) интрузивы Редуэлл-Бейсин, связанные с молибденитом, — среднее из четырех анализов; возможно, измененные. *11.* (Трлкф) краевая фаза порфиров Ред-Леди, месторождение Маунт-Эммонс — один анализ. *12.* (Тпк) порфиры Кейстоун месторождения Маунт-Эммонс — среднее из двух анализов. *13.* (Сищг) средний известково-щелочной гранит по Нокколдс [59]. *14.* (Сщг) средний щелочной гранит [59]. *15.* (Сг) Средний гранит, пересчитанный на 100 % по Ле-Метру [49]; по 2468 анализам. *16.* С. о. — стандартное отклонение для среднего гранита, пересчитанного на 100 % [49]. Н. а. — не анализировались.

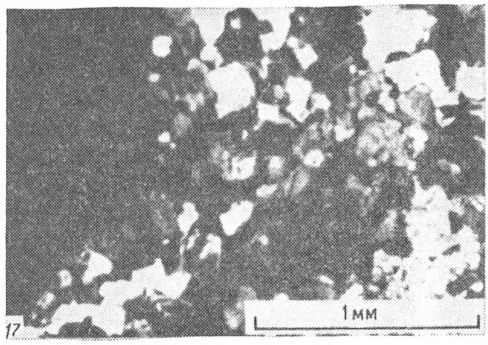
* Степень насыщения алюминием — молекулярное отношение $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$.

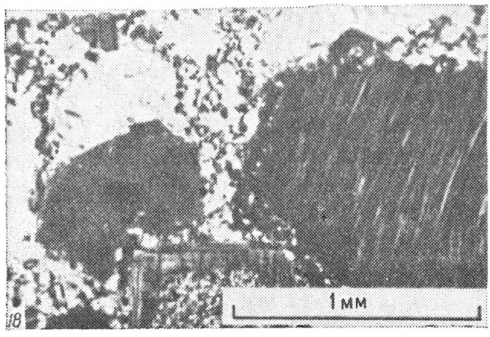
** Индекс дифференциации (нормативные кварц + ортоклаз + альбит + лейцит + нефелин + кальсилит).











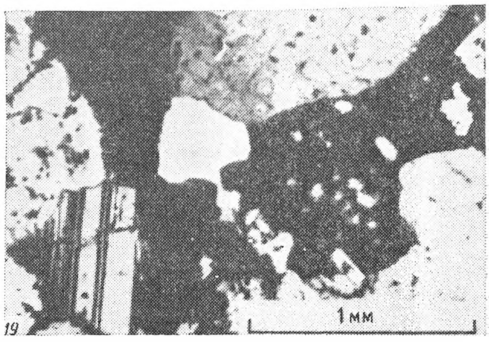


Рис. 14. Микрофотография гранит-порфира Юго-Западного массива месторождения Клаймакс, показывающая сетчатое двойникование во вкрапленнике микроклина (слева) и пертитовый вкрапленник щелочного полевого шпата в непертитовом калиевом полевом шпате основной массы (справа вверху, оконтурено); образец DDH-575-400; николи скрещены.

Рис. 15. Микрофотография гранит-порфира Центрального массива месторождения Клаймакс, показывающая частичное замещение вкрапленников альбита калиевым полевым шпатом (указано стрелками) и гипидиоморфнозернистую основную массу; образец DDH-1683-623; николи скрещены.

Рис. 16. Микрофотография биотитового гранит-порфира нижней интрузивной серии месторождения Клаймакс, показывающая частичное замещение вкрапленников альбита калиевым полевым шпатом и аплитовую (аллотриоморфнозернистую) основную массу; образец DDH-1165-117; николи скрещены.

Рис. 17. Микрофотография биотитового порфира нижней интрузивной серии месторождения Клаймакс, показывающая крупнозернистую аплитовую основную массу и обильный биотит в ней. Образец DDH-1639-650; николи скрещены.

Рис. 18. Микрофотография позднего риолитового порфира месторождения Клаймакс, показывающая богатые включениями нарастания на вкрапленниках калиевого полевого шпата и кварца и афанитовую основную массу; образец CM-61-343; николи скрещены.

Рис. 19. Микрофотография серийного гранита месторождения Клаймакс, показывающая грубозернистую гранитовую структуру и ангедральные границы кристаллов; образец CM-78-1; николи скрещены.

шпатового геотермометра Уитни и Стормера [93] показало, что кристаллизация вкрапленников в поздних риолитовых порфирах Клаймакса продолжалась до 720° С и что распад щелочного полевого шпата закончился приблизительно при 480° С (Р. П. Смит и П. Дж. Ле-Андерсон, письменное сообщение, 1979). Калиевый полевой шпат основной массы не является пертитовым, химическому анализу не подвергался.

На месторождении Клаймакс вторичный калиевый полевой шпат встречается обычно в виде включений во вкрапленниках альбита, в виде оболочек вокруг вкрапленников и в виде пойкилитовых наростов вокруг пертитовых вкрапленников (рис. 14, 15 и 16). Вторичный калиевый полевой шпат лишь изредка бывает пертитовым. Там, где он был изучен с помощью микрозонда (в поздних риолитовых порфирах), он представлен почти чистым калиевым полевым шпатом (Or_{98-100}).

Как первичный, так и вторичный калиевый полевой шпат в поздних риолитовых порфирах на месторождении Клаймакс имеет промежуточное соотношение алюминия и кремния [$K(Al, Si)_2Si_2O_8$ — ортоклаз], что было определено путем измерения угла 2V в сочетании с определением состава на микрозонде. Микроклин с решетчатым двойникованием ($KAlSi_3O_8$) встречается на глубине в штоке Клаймакс; далее он будет приведен в качестве примера образования в результате медленного остывания.

Постоянное сосуществование альбита и калиевого полевого шпата как во вкрапленниках, так и в основной массе в породах типа Клаймакс представляет петрографическую проблему. Солидус и сольвус системы $KAlSi_3O_8$ — $NaAlSi_3O_8$ — H_2O пересекаются только при давлении воды больше ~3,5 кбар [94, 79, 10]. Если магмы типа Клаймакс внедрились на глубине 3000 м или менее (P литостатическое меньше 1 кбар), то, по-видимому, раньше собственно альбита и калиевого щелочного полевого шпата должен был кристаллизоваться только один магматический щелочной полевой шпат. Однако добавка небольшого количества Са в эту систему заставляет сольвус пересекать солидус при давлении воды 2 кбар [94]. Кроме того, добавка фтора в эту систему будет понижать температуры ликвидуса и солидуса по направлению к сольвусу [2], но не будет, по-видимому, воздействовать на него. Это должно повышать возможность того, что из расплава одновременно будут кристаллизоваться альбит и калиевый щелочной полевой шпат. Впоследствии анортитовый компонент плагиоклаза мог быть изменен до флюорита и топаза, а альбитовый остается стабильным.

Биотит. Небольшое количество биотита присутствует в большинстве порфиров типа Клаймакс, но обилен он только в некоторых из них. Биотит коричневато-зеленого цвета в неполяризованном свете и сильно плеохроирует в поляризованном свете. Первичный биотит обычно эвгедральный, это указывает на то, что он относится к фенокристаллам и образовался до образования основной массы породы. Биотитовые зерна обычно содержат включения циркона с ореолами радиоактивного распада и местами включения небольших зерен непрозрачных окислов (или близко ассоциируются с ними). Обычно биотит частично (иногда полностью) превращен в хлорит и (или) серицит.

Образцы первичного биотита из порфиров Юред и гранитов Хендерсон интрузивной серии Ред-Маунтин содержат 0,23—0,40 мольных долей Mg и от 3 до 6% фтора, что указывает на то, что эти биотиты образовались в условиях, более богатых фтором, чем биотиты в известково-щелочных породах, характерных для медно-порфировых месторождений, таких, как Санта-Рита [27].

Флюорит и *топаз* в породах типа Клаймакс обычно составляют менее одного процента, но некоторые порфиры особенно богаты одним или другим из этих минералов. Например, на некоторых площадях месторождения

Клаймакс породы нижней интрузивной серии содержат от 5 до 10% флюорита в основной массе, а одна из внутрирудных даек местами содержит 10—15% топаза. Первичный флюорит встречается в виде небольших ангедральных или интерстиционных зерен в основной массе большинства порфиров типа Клаймакс. Он также встречается в виде мельчайших включений во вкрапленниках полевого шпата, главным образом в альбите. Большая часть видимого макроскопически флюорита фиолетового цвета; аналитических работ по определению причин окрашивания не проводилось. Первичный топаз на месторождении Клаймакс обычно гипидиоморфный и содержит многочисленные включения основной массы. Как и флюорит, топаз также встречается в виде включений во вкрапленниках полевого шпата. Угол 2V в топазе составляет 65—86°, что свидетельствует о почти теоретически максимальном содержании в нем фтора, приблизительно равном 20%.

Акцессорные минералы. В породах месторождений типа Клаймакс определены следующие первичные акцессорные минералы: циркон, монацит, рутил, браннерит, гематит, магнетит и, возможно, касситерит. Изредка в серийных гранитах присутствует гранат (спессартин), в некоторых местах в качестве первичного акцессорного минерала появляется пирит. Кроме того, в концентратах фабрики Клаймакс встречаются ильменорутил, колумбит, уранинит, метамиктные урановые окислы, ксенотим и эвксенит [16], но их присутствие в качестве первичных минералов непосредственно в порфирах не отмечалось.

Для интрузивной серии Ред-Маунтин первичными магматическими акцессорными минералами являются спессартин, циркон, ильменорутил, колумбит, метамиктные ниобиевые окислы, браннерит, уранинит, ураноносный торит, монацит, флюоцерит, апатит, ксенотим и эшенит. Согласно Десборо и Михалику [15], большая часть ильменорутила, метамиктных ниобиевых окисей и радиоактивных минералов химически неоднородны. Ильменорутил — главное вместилище олова, в эшените содержатся в переменных количествах иттрий и другие редкоземельные элементы.

Типичные интрузивные тела типа Клаймакс

Шток Клаймакс. Главные интрузивные тела сложного штока Клаймакс (от древних к молодым) следующие: Юго-Западный массив, Центральный массив, нижняя интрузивная серия и пострудная интрузивная серия (рис. 2, табл. 4). Нижняя интрузивная серия включает аплитовые порфиры, биотитовые порфиры и биотитовые гранит-порфиры. Пострудная интрузивная серия включает поздние риолитовые порфиры и серийные граниты. Юго-Западный массив был материнским для рудного тела Сереско, Центральный массив — для Верхнего рудного тела, нижняя интрузивная серия — для Нижнего рудного тела (табл. 4). Пострудная интрузивная серия местами содержит незначительное количество молибденита. Пространственные и возрастные соотношения между некоторыми из этих тел, особенно между Юго-Западным и Центральным массивами и между Центральным массивом и нижней интрузивной серией, недостаточно ясны из-за гидротермальных изменений и перестройки структур на приконтактовых площадях.

Юго-Западный массив. Структура верхней части Юго-Западного массива выше горизонта 600 (рис. 2) показана в табл. 6. В этой части массива отсутствует альбит вследствие полного замещения его вторичным калиевым полевым шпатом. Однако на горизонте 600 альбит появляется и с глубиной его содержание увеличивается, так что и на горизонте 929 он столь же обилен как первичный калиевый полевой шпат. Общее содержание фенокристаллов и размер зерен основной массы также возрастают с глубиной, и на некоторых

Таблица 6. **Петрографические особенности интрузивных пород Клаймакса**

Интрузия	Отличительные особенности	Вкрапленники	Основная масса
Юго-Западный массив	Бедные биотитом, тонкозернистые граниты до аплитовых порфиров	ЩПШ (0,6—5 мм; 25—40%) мутные субгедральные зерна с наростами Or, которые содержат многочисленные включения основной массы; обычно пятнистое погасание и незначительное количество пертита П (0,6—6 мм, 0—15%) субгедральные зерна чистого альбита; на горизонте ~600 альбит полностью замещен непертитовым Or К (0,6—7 мм; 5—10%) простые до сложных субгедральные зерна; обычно отчетливое волнистое или полигональное погасание	(0,01—0,15 мм); прорастания ЩПШ и К с небольшим количеством Ф и Т; незначительное количество пертита в ЩПШ; обычен мусковит (по биотиту?); границы зерен мозаичные до слабо сутурных
Центральный массив	Грубозернистые, бедные биотитом, обычно рассланцованные гранит-порфиры	ЩПШ (2—15 мм; 10—20%), мутные, субгедральные зерна с хорошо развитыми пертитовыми чешуями; обычны наросты Or с обильными включениями основной массы П (2—7 мм; 10—20%), субгедральные зерна чистого альбита; многие зерна частично замещены Or К (2—15 мм; 15—20%) неправильные до субгедральных агрегаты; волнистое погасание Б (2—3 мм; <1%) оливково-зеленые зерна; некоторые имеют оторочки М	(0,05—2 мм); ксеноморфные до гипидиоморфнозернистых прорастания К, ЩПШ, П, М, Б и Ф; на некоторых участках зерна имеют сутурные границы; другие имеют прорастания К, ЩПШ, М, Б и Ф
Нижняя интрузивная серия	Биотитовые (около 1%) тонкозернистые граниты до аплитовых порфиров	ЩПШ (0,3—3 мм; 10—20%) мутные эвгедральные до субгедральных пертитовые зерна, обычны богатые включениями наросты Or П (0,3—3 мм; 0—5%) эвгедральный до субгедрального альбит с частичным до почти полного замещением Or К (0,3—4 мм; 10—15%) неправильные сложные зерна и субгедральные отдельные зерна	(0,01—0,15 мм) прорастания ЩПШ, К, ±П с небольшим количеством Б, Ф и Т; границы зерен мозаичные до сутурных, размер зерен Ф обычно 1—3 мм; чрезвычайно неправильные пойкилитовые зерна с обильными включениями основной массы

Продолжение табл. 6

Интрузия	Отличительные особенности	Вкрапленники	Основная масса
Пострудная интрузивная серия Поздние риолитовые порфиры	Большие неизмененные эвгедральные кристаллы, развитые в афанитовой до тонкозернистой основой массе	ЩПШ (1—20 мм; 10—20%) эвгедральные до субгедральных, главным образом мутные зерна с 5—10% хорошо развитых экссолюционных пластин; хорошо развиты и повсеместны богатые включениями нарастания П (1—10 мм; 10—15%) субгедральные до округлых зерна; обычно частичное замещение Or; на некоторых площадях слабо развита серицитизация К (1—8 мм; 10—15%) субгедральные до округлых сложные зерна с нарастаниями, богатыми включениями	(0,01—0,7 мм), гипидиоморфнозернистые прорастания ЩПШ и П с интерстициальными ЩПШ и К; Б с прорастаниями и каймами М встречается в небольшом количестве в виде субгедральных и неправильных зерен
Серийные граниты	Почти равномернозернистые, неминерализованные граниты с редкими вкрапленниками		Гипидиоморфно- и ксеноморфнозернистый гранит, содержащий ЩПШ (30%), П (40%), К (30%) и небольшое количество Б и (или) М; размер зерен 0,2—3 мм, они представлены вкрапленниками К или зональным ЩПШ размером до 2 см; ЩПШ имеет хорошо развитые экссолюционные пластинки; частично замещение плагиоклаза Or

ЩПШ — щелочной полевой шпат; Or — ортоклаз (Or_{98-100}); П — плагиоклаз (An_{0-7}); К — кварц; Б — биотит; М — мусковит; Ф — флюорит; Т — топаз.

участках ниже горизонта 929 Юго-Западный массив сложен гранитом, от тонко- до среднезернистого. Юго-Западный массив — это единственная интрузия на месторождении Клаймакс, в которой содержится решетчато-сдвойникованный микроклин (рис. 14) [89]. Зерна, содержащие решетчатые двойники, становятся более многочисленными с глубиной, но не превышают 25% общего количества калиевого полевого шпата на изученной глубине.

Центральный массив содержит самое большое во всем штоке Клаймакс тело структурно однородного гранит-порфира (табл. 6 и рис. 2 и 15). Согласная сланцеватость, обусловленная параллельным расположением удлиненных и уплощенных вкрапленников кварца в порфире, параллельна контактам штока и наиболее резко выражена около них. Характерная структурная разновидность пород в Центральном массиве — это тонкозернистые, залегающие в верхней части породы, которые помещаются над горизонтом Сторк. Эти перекрывающие породы характеризуются более мелкими и менее много-

численными вкрапленниками и более тонкозернистой, более аплитовой основной массой, чем породы остальной части тела. Породы подобного характера наблюдаются вдоль границ Центрального массива до глубины горизонта 600. Ниже граничная зона обычно характеризуется увеличением содержания биотита до 1,5%, при этом значительного уменьшения размера зерен не отмечается.

Нижняя интрузивная серия состоит из двух как бы вложенных один в другой штокообразных тел гранитов, от тонкозернистых до аплитовых биотитсодержащих, которые образуют купол под Нижним рудным телом. Интенсивная связанная с Нижним рудным телом силицификация [88] разрушила структуру породы большей части серии и завуалировала контактовые взаимоотношения с породами Центрального массива.

Биотитовые гранит-порфиры (рис. 16) — самые удаленные от центра и занимающие наибольший объем в нижней интрузивной серии — внедрились в Центральный массив главным образом ниже горизонта 600. Вторая составная часть — биотитовые порфиры (рис. 17) — встречается в виде куполообразной залежи внутри биотитовых гранит-порфиров (рис. 2), породы эти грубозернистые (0,03—0,5 мм), содержат небольшое количество вкрапленников (менее 10%) и значительное количество биотита (5—10%). Совместно эти две составные части, так же как и немногочисленные другие, менее распространенные структурные фазы, составляют аплитовый порфировый шток, описанный Уоллесом [88].

Внутрирудные дайки (см. описание внутрирудных даек, сделанное Уоллесом и др. [89]) выклиниваются поблизости от нижней интрузивной серии (рис. 2); таким образом, точное определение их источника не произведено.

Пострудная интрузивная серия. Две дайки поздних риолитовых порфиров западно-северо-западного простирания, обнаруженные в верхних горизонтах рудника, сливаются на глубине в единую дайку (рис. 2) [70], которая сильно утолщается, возможно даже становится штокообразной на отметке на несколько сотен футов ниже горизонта 929. Поздние риолитовые порфиры с афанитовой основной массой (рис. 18) встречаются только на верхних горизонтах, на расстоянии более 90 м вверх и в стороны от поздней интрузивной серии (рис. 2). В глубоких внутренних частях рудника поздние риолитовые порфиры содержат более крупные и более обильные вкрапленники, и размер зерен основной массы увеличивается до тонкозернистого, порода становится фанеритовой. Она сохраняет однородную, фанеритово-порфировую структуру до глубины на 900 м ниже горизонта 929; порода сложена основной массой с размером зерен приблизительно от 0,3 до 0,7 мм с вкрапленниками величиной 15—25 мм.

Наиболее заметной структурной разновидностью поздних риолитовых порфиров является биотитовая фаза, которая встречается ниже горизонта Сторк до глубины на несколько сотен футов ниже горизонта 929. Биотитовая фаза более грубозернистая (0,1—0,3 мм), чем главная фаза, содержит небольшое количество вкрапленников (менее 15%) и значительное количество биотита (3—5%). Эта фаза встречается в виде глыбовых и округлых ксенолитов размером от 1,2 см до 18 м в поперечнике внутри пород главной фазы и, возможно, представляет собой продукт раннего магматического импульса поздних риолитовых порфиров, который внедрился в нижнюю часть дайковой системы и затем, возможно еще до полной раскристаллизации, был разрушен внедрением расплава главной фазы, который поднялся на более высокие горизонты и образовал верхнюю часть дайковой системы.

Серийные граниты, названные так по последовательному изменению размера зерен более чем в 10 раз, наблюдаются только в верхних частях массива — немного выше горизонта 929 и приблизительно на 120 м ниже (рис. 2).

Таблица 7. **Петрографические особенности порфиров Праймос**

Фазы интрузии Праймос	Отличительные особенности	Вкрапленники	Основная масса
Краевые порфиры	Тонкозернистые аплиты с небольшим содержанием вкрапленников	ЩПШ (1—2 мм; <1—3%) от суб- до эвгедрального; карлсбадские двойники К (<1—2 мм; <1—3%) субгедральный П (<1 мм; <1%) субгедральный	(0,1 мм), аллотриоморфнозернистая с содержанием ЩПШ ~50%, К 35%, П 20% и Ф 5%; сфен, циркон, темноцветные; до 70% микрографических структур
Богатые вкрапленниками порфиры	Вкрапленников до 25%	ЩПШ (0,5—2 мм; 5—15%) ангедральный до субгедрального; карлсбадские двойники; кумулофировые скопления ЩПШ и П К (1—3 мм; 5—10%) субгедральный; иногда кумулофировые скопления; боковая коррозия П (1 мм; следы) предполагается по наличию призматических серицитовых псевдоморфоз	(<0,1 мм), аллотриоморфнозернистые прорастания К и ЩПШ; обычно затронута калишпатизацией
Внутренние порфиры	Кумулофировые скопления вкрапленников кварца	ЩПШ (1—4 мм; 5—15%) субгедральный; кумулофировые скопления ЩПШ и П; может иметь оторочки альбита или оторочки с микрографической структурой К (1—4 мм; 2—5%) субгедральный; значительное количество кумулофировых скоплений; незначительная боковая коррозия; могут быть окружены микрографическими прорастаниями в основной массе П (1—2 мм; 1—5%) субгедральный; сильная аргиллизация	(0,05—0,2 мм), аллотриоморфнозернистая; около 45% ЩПШ, 25% П, 30% К и 0,1—0,5% Ф; незначительное количество Б, циркона, окислов U, Th и р. з. э.; до 10% микрографических структур
Серийные порфиры	Непрерывный переход в размере зерен от основной массы до вкрапленников	ЩПШ (0,5—4 мм; 10—20%) ангедральный до субгедрального; крупные зерна представляют собой карлсбадские двойники; границы зерен обычно неправильные, прорастания с основной массой К (0,5—5 мм; 5—15%) субгедральный; кумулофировые структуры; границы обычно неправильные, прорастания с основной массой П (0,5—1 мм; 3—10%) субгедральный; образует кумулофировые структуры с зернами ЩПШ; неправильной формы пограничные прорастания с основной массой	(<0,5 мм) определение основной массы до некоторой степени произвольно; гипидиоморфнозернистая с содержанием около 40% ЩПШ, 35% К, 25% П и 0,5—1% Б; следы Ф, сфен, пирит и окислы U, Th и р. з. э.

ЩПШ — щелочной полевой шпат; П — плагиоклаз (An_{0-10}); К — кварц; Ф — флюорит; Б — биотит; р.з.э. — редкоземельные элементы.

Хотя в верхней части тела серийных гранитов значительный объем занимает кварц-топаз-пиритовая зона изменения, где наблюдается полное замещение, в основной массе изучаемого тела преобладают структуры, описанные в табл. 6 (рис. 19). Значительные объемы около вершины и по бокам тела сложены тонкозернистой, изредка порфировой фазой. Кроме того, в отдельных местах около контактов расположена биотитовая краевая зона с содержанием биотита приблизительно 2—3%.

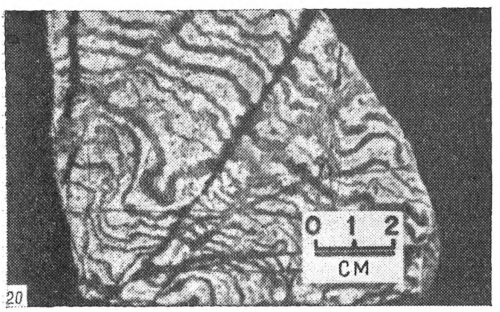
Интрузивная серия Ред-Маунтин. Из восьми составных частей интрузивной серии Ред-Маунтин, описанных Уоллесом и др. [90], наиболее близко ассоциируются с рудным телом Хендерсон (рис. 3б) порфиры Юред, порфиры Праймос и граниты Хендерсон. Эти три разности служат вмещающими породами для молибденита. Интрузив Юред по возрасту дорудный и вмещает большую часть месторождения; интрузив Праймос залегает непосредственно под рудным телом и был основным источником минерализации. Интрузив гранитов Хендерсон вблизи купольной части содержит небольшие разобщенные зоны промышленных концентраций молибденита.

Интрузив Праймос представляет собой четырехфазный массив, внедрившийся в более древнее тело порфиров Юред. Четыре фазы интрузива Праймос от древних к молодым называются: краевая, богатая вкрапленниками, внутренняя и серийная (табл. 7). Каждая фаза, за исключением серийной, образует концентрические оболочки вокруг следующей, более молодой и глубже расположенной фазы (рис. 3). Породы краевой фазы массива Праймос сложены аплитами, обедненными вкрапленниками, с характерными участками развития микрографической структуры. Вдоль верхней и боковой границ с порфирами Юред развиты закалочные контакты и местами интрузивная брекчия. Извилистые слои кварца и пегматитовые линзы характеризуют нижний градационный контакт краевой фазы с богатой вкрапленниками фазой, представленной порфирами с тонкозернистой основной массой и множеством вкрапленников (табл. 7). Породы внутренней фазы массива Праймос сложены кумулофировыми порфирами. Она подобна краевой фазе в том, что имеет аплитовую основную массу, содержащую линзы пород с микрографической структурой. Ее нижний контакт с серийными порфирами также характеризуется наличием извилистых кварцевых слоев и линз пегматитов. Серийные порфиры характеризуются непрерывным возрастанием размера зерен от 0,5 до 5 мм (табл. 7). В породах фаз массива Праймос не было обнаружено зон закалки или интрузивных брекчий, хотя дайки богатой вкрапленниками фазы массива Праймос внедрялись в породы краевой фазы.

Генетический смысл некоторых особенностей состава и структуры

Кроме пространственных и временных соотношений, описанных Уоллесом и др. [89, 90], ряд особенностей состава и структуры также позволяют предполагать магмо-гидротермальное происхождение месторождений типа Клаймакс. В целом эти особенности указывают на высокие концентрации фтора и воды в магме, отделение водного флюида из магмы, накопление его внутри магматических куполов и выход фтор-, кремнезем-, молибден- и сероносного гидротермального флюида из магмы в трещины, расположенные над куполами и вокруг них.

Генетическое значение фтороносных минералов. Акцессорный флюорит, высокофтористый топаз и богатый фтором биотит, содержащиеся в породах типа Клаймакс, указывают на необычную обогащенность магмы фтором. Согласно экспериментам, проведенным Костером Ван Гросом и Уилли [45],



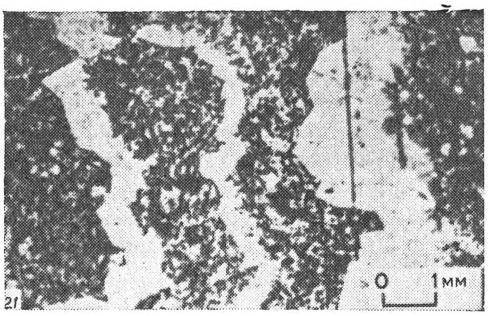


Рис. 20. Образец породы с волнистыми слоями кварца, месторождение Хендерсон, близ контакта краевой и богатой вкрапленниками фаз порфиров Праймос. Кварц в темных слоях растет в одном направлении, пирамидальные вершины ориентированы вправо вверх. Между кварцевыми слоями располагается обычный порфировый материал. Этот образец также иллюстрирует пластичную деформацию и дисгармоничную складчатость слоев с кварцем, действующих как компетентные слои. Порфировые слои действуют как некомпетентные слои — становятся толще в замках и тоньше на крыльях.

Рис. 21. Микрофотография породы с волнистыми слоями кварца из краевой фазы порфиров Праймос. На фотографии кварцевые слои (белое) растут справа налево. Пространство между кварцевыми слоями сложено прорастаниями щелочного полевого шпата (пятнистое) и кварца; образец Н-74-131; ×10; при одном николе.

на содержание фтора сильно влияло увеличение количества воды, что могло иметь место в растворе в альбитовом расплаве. Кроме того, и фтор, и вода понижают температуру кристаллизации гранитных магм, и к тому же фтор способствует кристаллизации кварца, топаза и полевых шпатов и биотита [2]. Такие особенности могли иметь решающее значение для развития из кристаллизующихся магм типа Клаймакс богатых фтором и молибденом гидротермальных флюидов.

Отдельные структурные особенности в магматических куполах систем типа Клаймакс свидетельствуют, что рудообразующие гидротермальные флюиды отделялись прямо от кристаллизующихся магм.

Генетическое значение отдельных структур. Волнистые слои кварца сложены кварцем и акцессорным флюоритом, мощность их, как правило, менее 0,6 см, но вблизи пегматитов интрузива Праймос они образуют зоны мощностью от 7,5 см до 15 м (рис. 20 и 21). Субгедральные и эвгедральные кристаллы кварца в отдельно взятом слое ориентированы в одном направлении, но в группе слоев они ориентированы по направлению к общему центру. Отдельные слои смяты в небольшие дисгармоничные складки. Слои на крыльях этих складок тонкие и утолщаются в замке, это указывает на пластическую деформацию при магматических или близмагматических температурах. Корродированные пирамидальные грани кристаллов кварца в этих слоях и извилистые границы фенокристаллов кварца во вмещающем порфире свидетельствуют о частичном растворении кварца.

Происхождение волнистых слоев кварца, по-видимому, лучше всего объясняется изменением значений P_{H_2O} и P_{HF}. Магматические фазовые соотношения пород Хендерсон можно приемлемо аппроксимировать системой $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O (рис. 22) [79]. Эти компоненты составляют до 96—97% неизмененной породы. CaO содержится около 0,5%; эта система на месторождении Хендерсон также содержит HF. Влияние HF заключается в том, что она действует как флюс и усиливает влияние воды на понижение температуры магматических растворов [2]. Поэтому для возникновения волнистых слоев кварца предполагают следующие процессы. По мере того как, по-видимому, неподвижный расплав раскристаллизовывался от границ внутрь интрузива, P_{H_2O} и P_{HF} увеличивались вследствие

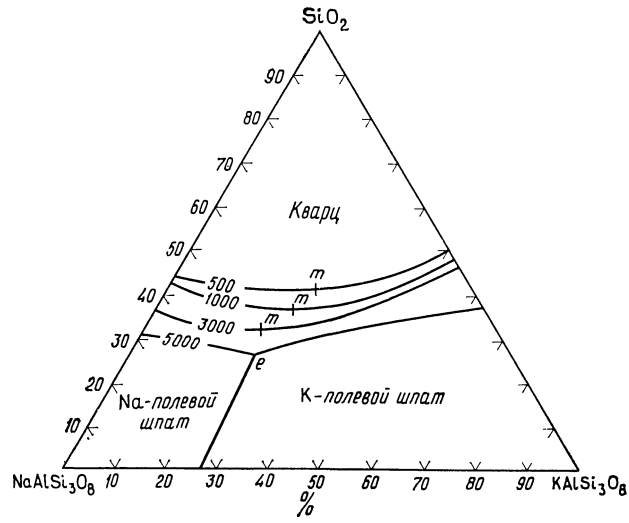


Рис. 22. Фазовая диаграмма системы $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O. Показаны фазовые границы для насыщенной водой жидкости в равновесии с кварцем и щелочным полевым шпатом при установленном всестороннем давлении (500, 1000, 3000 и 5000 бар). Изобарические минимумы обозначены буквой m, за исключением значения при 5000 бар, где тройная эвтектика обозначена буквой e [10, 79].

отсутствия осаждения каких-либо водосодержащих минералов. Считая, что единственными кристаллизующимися минералами были кварц и щелочной полевой шпат, получаем, что состав расплава должен соответствовать котектике или приближаться к ней (рис. 22). Как можно видеть по фазовой диаграмме, всякое повышение P_{H_2O} будет расширять поле кварца и понижать термический минимум. Такое расширение поля кварца также значительно возрастает в присутствии фтора [2]. Совместный эффект возрастания P_{H_2O} и P_{HF} вызывает осаждение кварца в отсутствие полевого шпата. P_{H_2O} и P_{HF} будут возрастать до тех пор, пока вмещающие породы не разрушатся, высвобождая летучие и позволяя давлению быстро упасть, сокращая поле кварца и вновь допуская кристаллизацию кварца совместно с полевым шпатом. К тому же при диффузии давление может уменьшиться скорее, чем разрушатся породы. Большое количество слоев кварца указывает на то, что этот цикл происходил многократно. Тот факт, что флюорит в кварцевых слоях находится во взаимных прорастаниях с кварцем, свидетельствует, что, как и можно было ожидать, сопутствующее возрастание P_{HF} делает флюорит устойчивым.

Подтверждает эту гипотезу и присутствие изрезанных фенокристаллов кварца и тонких слоев щелочного полевого шпата, параллельных слоям кварца. Если кварцевые слои в волнистых породах образовались действительно вследствие быстрого колебания P_{H_2O} и P_{HF}, то нет объяснения тому, почему давление падало и почему всегда, когда это происходило, оно уменьшалось до точки, где состав расплава вновь оказывался на линии котектики полевой шпат — кварц. P_{H_2O} и P_{HF} могли уменьшаться настолько, что поле кварца сокращалось до тех пор, пока кварц становился неустойчивым и начинались растворение кварца по краям фенокристаллов и коррозия пирамидальных граней кварца в этих слоях, а иногда (редко) кристаллизовался один полевой шпат.

Различие между пегматитовыми и волнистыми структурами, возможно, является результатом отделения и накопления водной фазы, происходивших при образовании пегматитов и не характерных для формирования волнистых слоев. Эта гипотеза подтверждается наличием скоплений концентрических

волнистых слоев кварца, которые становятся более мощными по направлению вовнутрь и резко переходят в собственно пегматитовые прорастания кварца и полевого шпата. По-видимому, пегматитовый материал мог формироваться только когда вмещающие породы были прочными и достаточно непроницаемыми для того, чтобы выдержать увеличение давления летучих и отделение и накопление водной фазы в продолжение достаточно длительного времени, которое требовалось для образования крупных кристаллов.

Замещение вкрапленников альбита ортоклазом. На месторождении Клаймакс во всех фазах штока вкрапленники альбита частично или полностью замещены практически чистым ортоклазом Or_{98-100} (рис. 15 и 16), но альбит основной массы обычно не затронут этим процессом. Такое замещение указывает на то, что для каждой фазы штока Клаймакс альбит становился неустойчивым по сравнению с ортоклазом практически перед окончанием роста вкрапленников. Так как неустойчивость возникала вновь и вновь в процессе внедрения фаз штока, можно считать это явление характерным для магм типа Клаймакс. Неустойчивость альбита может быть результатом перитектической реакции, характерной для насыщенных кремнеземом систем, в которых жидкость продвигается в поле щелочного полевого шпата на нижнем окончании двуполевошпатовой границы и взаимодействует с альбитом, приводя к образованию щелочного полевого шпата [1]. Однако маловероятно, чтобы при таком механизме мог образоваться почти чистый ортоклаз Or_{98-100}. Согласно Кармайклу и др. [10], «фенокристаллы щелочного полевого шпата более калиевые, чем Or_{75}, не встречаются в риолитах, а их присутствие в гранитах означает скорее субсолидусную перекристаллизацию, чем осаждение из силикатного расплава». В породах Клаймакса, однако, замещение альбита чистым ортоклазом обычно ограничивается фенокристаллами альбита и, как правило, не затрагивает соседний альбит основной массы. Это указывает на то, что замещение произошло до кристаллизации основной массы.

Для объяснения замещения альбита чистым ортоклазом в течение двухфлюидной стадии перед кристаллизацией основной маесы может быть использована пегматитовая модель Янса и Бернема [40]. Механизм мог быть следующим.

Вследствие кристаллизации безводных фенокристаллов и (или) повышения концентрации летучих и (или) уменьшения давления, вызванного движением вверх, магма становится насыщенной водой. Водный флюид отделяется от нее, а составные части магмы разделяются между силикатным расплавом и водным флюидом. Калий по сравнению с натрием предпочтительнее идет во флюид. Флюид аккумулировался в виде тонких пленок вдоль поверхностей раздела кристалл — расплав. Калий диффундировал вверх через флюид (по направлению уменьшения температурного градиента) и взаимодействовал с фенокристаллами альбита, вызывая частичное (вплоть до полного) замещение фенокристаллов альбита ортоклазом (Or_{98-100}).

Микрографические структуры — это графические прорастания кварца и щелочного полевого шпата, которые можно видеть только в прозрачных шлифах (рис. 23). Они встречаются в небольших количествах в породах всех фаз интрузива Праймос на месторождении Ред-Маунтин, но более всего они развиты в самых верхних (60 м) частях краевой фазы этого интрузива, от основания верхней зоны закалки до верха пегматитовой зоны, которая перекрывает контакт краевой и богатой вкрапленниками фаз. Микрографические структуры не встречены ни в зоне закалки, ни в соседних порфирах Юред. На локализацию этих зон, возможно, влияет изгиб вверх контакта фазы Юред массива Праймос и неправильная конфигурация основания зоны закалки краевой фазы массива. Особо следует отметить взаимоотношение между зонами микрографических структур и молибденитовой минерализа-

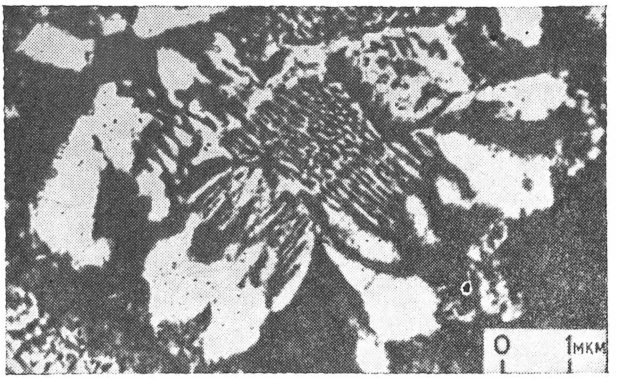


Рис. 23. Микрографические прорастания кварца и щелочного полевого шпата. Образец Н-44-228; ×100; николи скрещены.

цией. На рис. 24 показано, что часть рудного тела Хендерсон, ограниченная изолинией содержания 0,5% молибденита, непосредственно перекрывает площадь интенсивного развития микрографических структур.

Графические структуры, как правило, развиваются в магмах, богатых водой, обычно в присутствии отделенной водной фазы [40], хотя недавние исследования, проведенные Фенном [21], показали, что отделенная водная фаза не всегда необходима. В экспериментах, использовавших раздробленное стекло из большого количества образцов пегматитов Спрус-Пайн, проведенных Бернемом [7], было определено, что в присутствии только воды расплавы кристаллизовались с образованием ассоциации щелочной полевой шпат, кварц и мусковит. Однако, если раствор содержал всего 6,2% растворенного хлорида щелочи, мусковит не появлялся и расплав кристаллизовался с образованием графического прорастания щелочного полевого шпата и кварца. Таким образом, наиболее вероятно, что микрографические структуры, наблюдаемые на месторождении Хендерсон, представляют собой зоны аккумуляции отделенной богатой хлоридами водной фазы.

Пегматиты. На месторождении Клаймакс пегматиты ассоциируются с породами всех фаз штока Клаймакс. Они встречаются в виде прерывистых линз внутри интрузивов вблизи контактов, в кровельных зонах и в виде даек во вмещающих породах около контактов. В дайке поздних риолитовых порфиров они встречаются только в глубоких внутренних частях рудника в виде прерывистых неправильных по форме прожилков около контактов дайки. Пегматиты чаще всего развиты в верхних контактовых зонах серийных гранитов, где они образуют многочисленные небольшие линзы и одно большое аркообразное тело (рис. 2).

На месторождении Ред-Маунтин в интрузиве Праймос пегматиты локализуются близ основания каждой из его фаз. Они обычно образуют выгнутые вверх слои мощностью от 0,3 до 15 м, а в нескольких местах слагают небольшие асимметричные линзы и скопления. Пегматиты более всего развиты в породах краевой фазы над контактом с породами богатой вкрапленниками фазы, а с глубиной их количество и мощность уменьшаются. Мощность слоев пегматитов у основания богатой вкрапленниками фазы составляет от 0,3 до 1,5 м, а у основания внутренней фазы обычно менее 0,3 м. Некоторое количество пегматитов также встречается в апикальной части краевой фазы около контакта с порфирами Юред, но их меньше, чем упомянутых выше.

Пегматиты интрузива Праймос характеризуются прорастаниями кристаллов субгедрального и ангедрального кварца и кристаллов щелочного

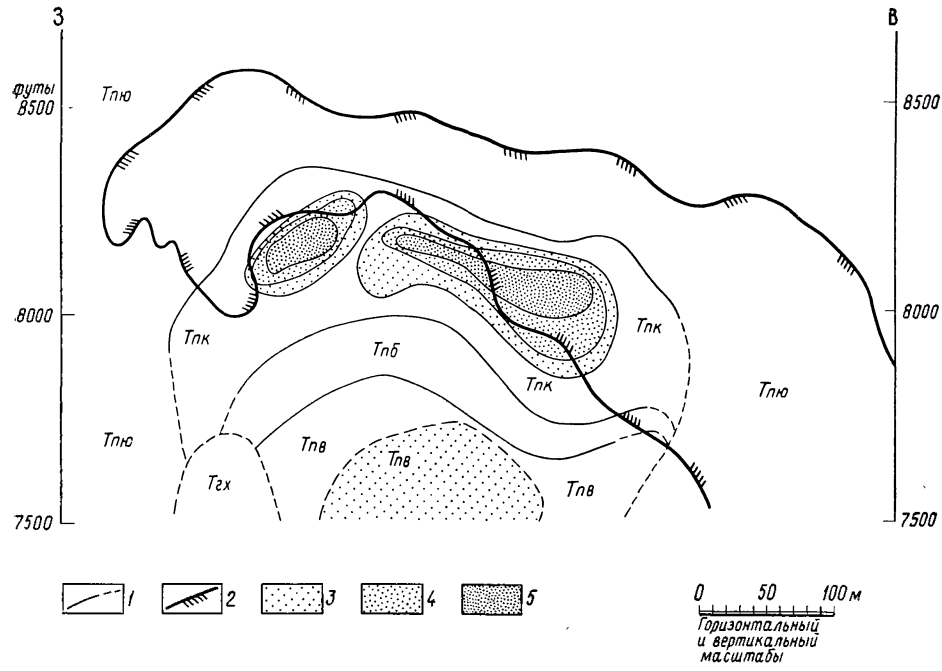
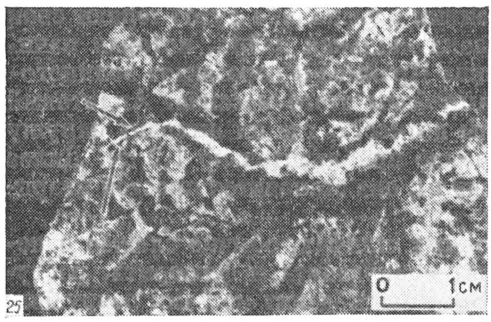


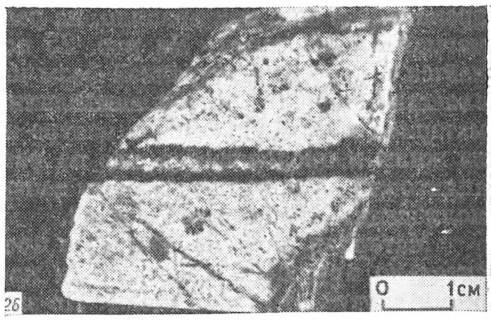
Рис. 24. Разрез 4800N месторождения Хендерсон, показывающий соотношение зон развития микрографических структур в породах краевой фазы массива Праймос и контура содержаний 0,5% MoS_2. Отмечается слабо выраженная, но протяженная зона микрографических структур во внутренней части массива Праймос внизу, в центре разреза.
Тгх — граниты Хендерсон; Тив — порфиры Праймос, внутренняя фаза; Тпб — порфиры Праймос, богатые вкрапленниками; Тпк — порфиры Праймос, краевая фаза; Тпю — порфиры Юред. *1* — контакт; пунктиром проведен в местах приблизительного положения; *2* — контур 0,5% MoS_2; *3—5* — содержание микрографических структур, пунктиром показано приблизительное положение контура: *3* — 2 об.%, *4* — 15 об.%, *5* — 30 об.%.

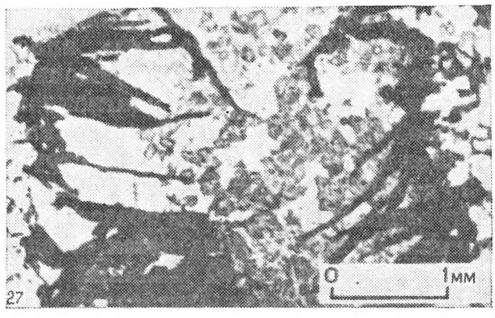
полевого шпата длиной до 10 см. Акцессорные минералы представлены небольшим количеством флюорита, мусковита, молибденита, метамиктными урановыми и ториевыми окислами, минералами редких земель и редко биотитом.

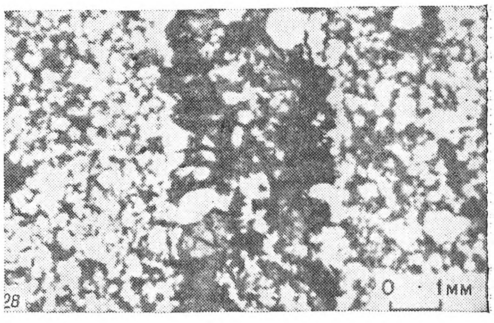
Вкрапленный молибденит. В апикальных частях краевой фазы массива Праймос, обычно внутри небольших куполообразных изгибов верхнего контакта, встречаются зоны вкрапленного молибденита. Одна из зон протяженностью более 15 м, по-видимому, ограничивается как вертикально, так и латерально контактами с порфирами Юред. Такие зоны характеризуются поздними интерстиционными флюоритом, кварцем, небольшими количествами пирита и молибденита, развитого в виде розеток. Морфологически хорошо развиты микрографические структуры, хотя они занимают только 5—8% объема основной массы. Изолированное положение таких зон вкрапленного молибденита позволяет предполагать, что отдельная молибденоносная водная фаза развивалась локально, хотя и в недостаточном количестве для того, чтобы отделиться и сформировать в периферических трещинах оруденение. Подобное положение вкрапленного молибденита обычно для купола пострудных серийных гранитов на месторождении Клаймакс.

Жильные дайки в интрузиве Праймос имеют черты как вулканических даек, так и гидротермальных жил. По краям их располагаются симметричные кварц-молибденитовые слои и в центральных частях — порфировый магматический материал (рис. 25 и 26). Они располагаются вблизи магматических контактов, начинаясь в самых молодых разностях и протягиваясь в более









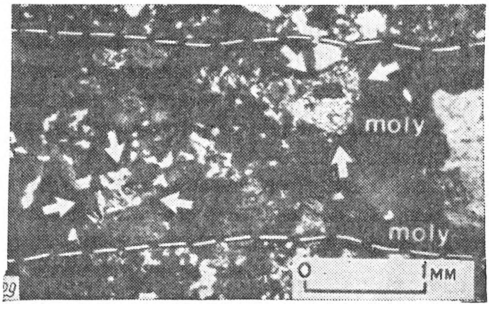


Рис. 25. Жильная дайка (светлое, показано стрелками), пересекающая волнистые слои кварца пород богатой вкрапленниками фазы массива Праймос. Кварцевые слои кажутся широкими потому, что поверхность образца расположена под косым углом к слоистости. Зальбанды жильной дайки сложены кварцем с молибденитом, а центральная часть — порфиром с вкрапленниками кварца и аплитовой основной массой. Как кварц-молибденитовый, так и порфировый материал внутри берут начало из апофизы внутренней фазы массива Праймос на расстоянии около 1 м от места взятия образца. Аплитовый материал отделился от жилы, проходившей приблизительно в 1 см от левой стороны образца.

Рис. 26. Порфир Юред, пересеченный жильной дайкой. Образец 79-253.

Рис. 27. Микрофотография жильной дайки, показывающая разрушенные чешуйки молибденита. Движение было направлено вниз (на фото). Молибденитовые чешуйки продвинуты и отторжены внедрившимся магматическим материалом, который состоит из кварца (белое) и щелочного полевого шпата (серое); образец 79-253; ×250; при одном николе; пятнистое — калиевый полевой шпат.

Рис. 28. Микрофотография жильной дайки, показывающая сходство вмещающей породы и материала собственно жильной дайки. Чешуи молибденита, по-видимому, были отторжены внедрявшимся силикатным расплавом. Образец 79-253; ×10; при одном николе; пятнистое — калиевый полевой шпат.

Рис. 29. Жильная дайка, показывающая переход от преобладания магматических условий (слева) к преобладанию гидротермальных условий (справа). Стрелки указывают микрографические прорастания кварца и щелочного полевого шпата в зоне перехода. Границы жильной дайки показаны пунктирной линией. Образец 79-208-С; николи скрещены. *moly* — молибденит.

древние, где они, как правило, на расстоянии в несколько футов теряют свои магматические черты. На рис. 25 показана жильная дайка, которая начинается в породах внутренней фазы массива Праймос и пересекает волнисто-слоистые породы богатой вкрапленниками фазы этого массива. Аплитовый материал прослеживается в центре жилы до места, где он выходит наружу из жилы и продолжается еще на расстояние приблизительно 1,2 см. Далее аплитовый материал исчезает из центра жилы, она становится простой кварц-молибденит-флюоритовой жилой.

Материал жил, изученный в прозрачных шлифах, обычно сложен относительно крупными кристаллами кварца, молибденита и флюорита, растущими внутрь от стенок жилы. По-видимому, молибденит местами разрушен, вероятно, более поздними порциями силикатного расплава (рис. 27). Центральные части жил сильно различаются по содержанию минералов, но обычно здесь присутствуют тесно сросшиеся, часто многоугольные, аллотриоморфные прорастания кварца, щелочного полевого шпата, флюорита и в меньшей степени плагиоклаза. Серицит может замещать плагиоклаз. Содержание щелочного полевого шпата колеблется от 60 до 80 модальных процентов, для него характерны карлсбадские двойники и пертитовые структуры. Содержание кварца колеблется от 20 до 40%. Содержание плагиоклаза колеблется от следов до 3%, и там, где он не серицитизирован, он представлен полисинтетическими двойниками. Содержание флюорита колеблется от следов до 10%. Структуры и минералогия центральных частей жильных даек и вмещающей породы весьма похожи и в некоторых случаях фактически тождественны (рис. 28).

Одна из даек представляет резкий переход от магматической ассоциации к гидротермальной (рис. 29). Прорастания, состоящие на 80% из щелочного полевого шпата и на 20% из кварца, сменяются прорастаниями, сложенными приблизительно на 60% молибденитом, на 30% флюоритом и на 10% кварцем. Непосредственно на границе находятся хорошо сформированные микрографические прорастания кварца и щелочного полевого шпата.

Жильные дайки, возможно, являются самым убедительным доказательством магматического происхождения молибденитовой минерализации рудного тела Хендерсон. Они имеют характеристики как магматических даек, так и гидротермальных жил и, по-видимому, регистрируют переход от преимущественно магматических к преимущественно гидротермальным процессам. Переход от порфировой дайки к кварц-молибденит-флюоритовой жиле может быть объяснен отделением гидротермального флюида от расплава по мере его продвижения вдоль трещины наружу. При насыщении гидротермальный флюид выделялся из расплава, образуя кварц-молибденит-флюоритовую жилу. Эта жила затем захватывалась остаточным магматическим расплавом, который выжимался в еще частично открытую трещину. Из-за большой вязкости расплав до того, как он раскристаллизовывался, мог продвинуться только на небольшое расстояние. Фтор может играть важную роль в образовании жильных даек, так как значительно уменьшает перерыв смесимости между богатой летучими, кремнеземом и щелочами магмой и богатым кремнеземом гидротермальным флюидом [2]. В альбитовых расплавах добавка более 1% NaF повышает уровень насыщения водой приблизительно до 30% H_2O. При таком уровне сосуществующий водный флюид содержит около 10% твердых частиц в растворе, что дает перерыв смесимости приблизительно в 60% [45]. Хотя подобная количественная информация для гранитов неизвестна, Таттл и Боуэн [79] полагают, что гранитные магмы, богатые летучими и щелочами, могут представлять непрерывный переход от силикатного расплава до гидротермального раствора. Жильные дайки месторождения Хендерсон могли быть образованы в случаях разрыва таких непрерывных рядов при уменьшении давления.

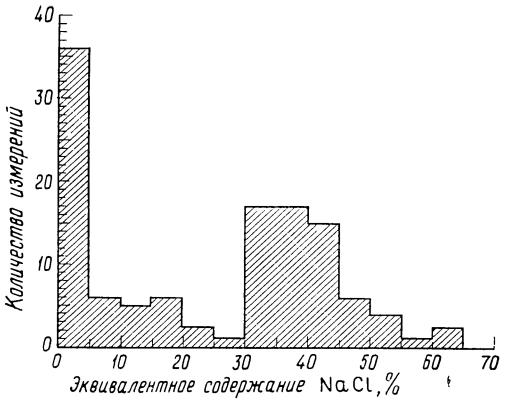
Кластические породы и штокверковое жилообразование. Кластические порфиры и брекчиевые дайки являются следствием эксплозивного выделения летучих. Штокверковое жилообразование предполагает продолжительное отделение и накопление гидротермальных флюидов, сопровождавшиеся повторным возникновением и частичным высвобождением магматического и гидротермального избыточных давлений, вызывающих повторное трещинообразование и жилообразование в зонах закалки штока и перекрывающих вмещающих породах (рис. 6).

Перекрывающие аплиты. Аплиты, перекрывающие штоки, представляют собой зоны закалки купола магмы, возникшие под давлением в результате обособления, накопления и быстрого отделения гидротермальных флюидов. Быстрое отделение флюидов от магмы понижает содержание воды и фтора в остаточной магме, вследствие чего увеличивается ее вязкость и температура кристаллизации, а следовательно, начинается быстрый рост кристаллов и кристаллизация аплитовой основной массы. Закалка аплитов под давлением и кварц-молибденитовая минерализация, которая могла сопровождать закалку и привести к самозапечатыванию пород, должны были создать новый, относительно непроницаемый щит, что приводило, возможно, к повторному возникновению и высвобождению магматического и гидротермального избыточных давлений и, таким образом, вызывало повторное трещино- и жилообразование.

Наросты калиевого полевого шпата. Кружевные наросты калиевого полевого шпата на кристаллах пертитового щелочного полевого шпата на месторождении Клаймакс (рис. 14 и 18) содержат многочисленные включения основной массы. Они представляют собой продукты взаимодействия между вкрапленниками, аплитовой основной массой и остаточными магмо-гидротермальными флюидами, происшедшие после быстрого остывания. Явления замещения и структуры наростов, включающие чистый ортоклаз, широко распространены в интрузивных породах Клаймакса до наибольшей разбуренной глубины (примерно на 900 м ниже самого глубокого уровня шахты). Это позволяет предполагать, что интрузивы повсеместно насыщались водой, по крайней мере до глубины 900 м ниже их вершины. Таким образом, объем магмы, который мог быть источником гидротермального флюида, был значительно бóльше, чем объем микрографических, пегматитовых и аплитовых зон близ вершины куполов.

Газово-жидкие включения

Из всех месторождений типа Клаймакс лучше всего изучены газово-жидкие включения на месторождении Хендерсон [41]. В большинстве из изученных образцов этого месторождения вторичные газово-жидкие включения более обильны, чем первичные, хотя многие включения невозможно однозначно отнести к той или иной группе. Весьма трудно было исключить из исследования отшнурованные включения. Широко развиты дочерние минералы; наиболее обычны галит и гематит. Некоторые газово-жидкие включения содержат до 14 дочерних минералов, но только четыре из них определяются с некоторой степенью уверенности — галит, гематит, молибденит и карбонат. Молибденит определяется по темно-красному цвету вокруг краев зерен, непрозрачности и пластинчатой гексагональной морфологии. Маловероятно, что этот минерал — гематит потому, что он обычно встречается с другим, красным полупрозрачным, гексагональным или тригональным дочерним минералом, который, очевидно, и есть гематит. По законам о свободной поверхностной энергии в газово-жидком включении может расти только один кристалл данной минеральной фазы.



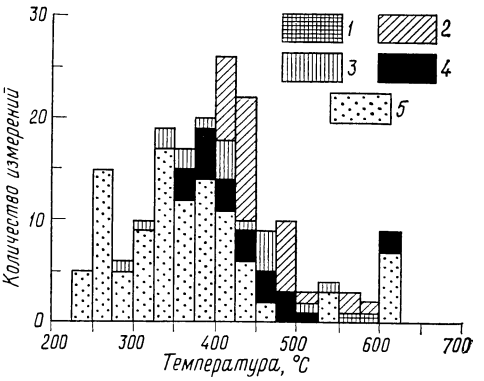


Рис. 30. Гистограмма данных определения солености по газово-жидким включениям в минералах месторождения Хендерсон.

Рис. 31. Гистограмма данных нагревания газово-жидких включений в минералах месторождения Хендерсон. *1* — значения, полученные по включениям, которые заполнялись жидкостью; давление при температурах заполнения было больше, чем литостатическое; *2* — минимальные температуры декрипитации (т. е. взрыва включений перед тем, как исчезают пузырьки газа); *3* — температуры растворения галита, они выше температуры заполнения; *4* — газовые включения; *5* — включения, заполненные только жидкостью; точно показывают только литостатическую нагрузку. Явный пик выше 600 °С не соответствует реальным значениям, а является результатом того, что предел нагрева в использованном оборудовании равен 600 °С.

Соленость по образцам с месторождения Хендерсон приведена на рис. 30. Хотя на абсциссе стоит надпись: «Эквивалентное содержание NaCl, %», соленость выше 30% является действительной концентрацией NaCl, которая вычислялась по температуре растворения дочернего галита. Значения солености на месторождении Хендерсон отчетливо группируются. Большая группа образцов попадает в интервал от 0 до 5% NaCl. Это обычно богатые жидкостью включения во флюорите и родохрозите из поздних жил. Вторая, хуже определимая группа характеризуется содержанием 10—20% NaCl, как правило, это богатые газом газово-жидкие включения. Многие газово-жидкие включения из кварц-молибденитовых жил главной стадии имеют соленость от 30 до 65% NaCl. Включения с высоким содержанием NaCl, принимая во внимание их температуры заполнения, подразумевают, что давление при захватывании было значительно больше, чем расчетная литостатическая нагрузка.

Температура и давление при рудообразовании. Данные изучения включений при нагревании образцов рудника Хендерсон сведены на рис. 31. Пик между 600 и 625° С соответствует включениям, которые показывают температуру выше 600° С — предела нагревания. Основной пик, самый ранний для главной стадии кварц-молибденитового рудообразования, приходится на 400° С.

Вычисленные глубины рудообразования на месторождении Хендерсон колеблются от уровня приблизительно 1400 м на вершине кварц-серицит-пиритовой зоны до 2300 м на нижней границе самого глубокого крыла рудного тела. Эти глубины в зависимости от расположения указывают на литостатическое давление в интервале 350—585 бар. Просто гидростатическая нагрузка на этих глубинах должна быть значительно меньше, чем эта, но гидростатическая нагрузка неправдоподобна, так как нет свидетельства какой-либо трещины, которая могла бы протягиваться от штокверка до дневной поверхности.

На рис. 32 представлены два газово-жидких включения, содержащие

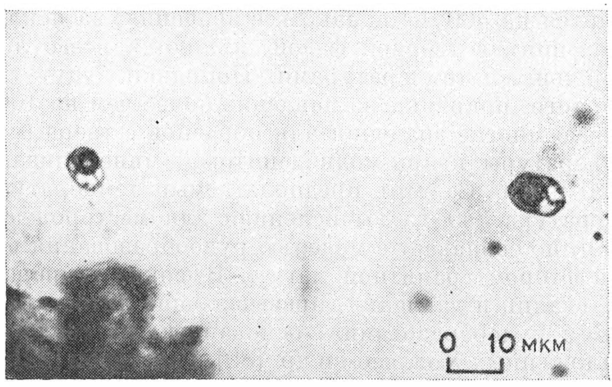


Рис. 32. Микрофотография включений, содержащих галит. Три других дочерних минерала едва видны. Включение слева содержит 34,5% NaCl и имеет температуру заполнения 564 °С. Включение справа — 35,3% NaCl и 576 °С соответственно. Эти включения дают предполагаемое давление при заполнении 680 и 710 бар соответственно. Подсчитанная по этому образцу литостатическая нагрузка составляет всего 474 бар.

в виде дочернего минерала галит, который растворяется при температурах, указывающих на концентрацию NaCl 34,5—35,3%. Газовая фаза исчезает при 564 и 576° С. По данным Сурираджана и Кеннеди [73], таким температурам заполнения включений соответствуют давления около 680 и 710 бар. Подсчитанная литостатическая нагрузка для этих образцов составляет только 474 бар. Подобные фазовые соотношения в этих включениях сильно противоречат высоким давлениям, которые могли иметь место вследствие случайного расшнурования.

Относительно высокие давления также подсчитаны по газово-жидким включениям, в которых дочерний галит растворяется при температурах на 200° выше температур, при которых пар исчезает. Газовые пузырьки в газово-жидких включениях одного из образцов (Н-282-270) пропадают при температурах 290 и 310° С, а дочерний галит растворяется при 400 и 404° С, что указывает на концентрацию NaCl, равную 46%. Используя метод Рёддера и Боднара [65], получаем, что минимальное давление при захватывании включения составляло приблизительно 650 бар. (Это будет действительное давление при образовании только при условии, что дочерний минерал — галит — образовался в момент, когда включение было захвачено.) Вычисленное литостатическое давление для этого образца составляет только 490 бар. Таким образом мы двумя независимыми методами подсчета получаем доказательства того, что во время рудообразования на месторождении Хендерсон существовал избыток давления в 150—250 бар по сравнению с литостатической нагрузкой. Это совпадает с подсчетами, что разрушение при растяжении раскристаллизованных риолитовых порфиров Хендерсон могло произойти при давлении от 600 до 800 бар (т. е. литостатическое давление плюс прочность на разрыв) (М. Майер, личное сообщение, 1979). Это избыточное давление, вероятнее всего, возникало вследствие экссолюции и образования гидротермального флюида при рассматриваемых геологических условиях.

Независимо от того, какое в действительности было давление во время образования молибденитовых руд, по газово-жидким включениям, в которых дочерний галит растворяется при температурах на 200° С выше, чем температуры заполнения, можно уверенно сделать вывод, что действительные температуры захвата значительно выше, чем температуры заполнения.

Главный пик на диаграмме температур газово-жидких включений

(рис. 31) приходится на 400° С; однако все значения, за исключением полученных по включениям с твердой фазой, являются всего лишь приблизительными минимальными температурами. Поправки будут увеличивать их значения. Кроме того, поправки на давление более чем на 100° С, вероятно, следует внести и во многие значения для образцов с твердыми фазами. Следовательно, температуры кварц-молибденитовой минерализации, вероятно, лежат между 500 и 650° С. Этот предполагаемый температурный интервал выше, чем температура 350° С, вычисленная для месторождения Клаймакс Холлом и др. [30], но совпадает с моделью рудообразования из еще частично жидкой, богатой фтором гранитной магмы. Высокие температуры молибденитовой минерализации и давления, превышающие литостатическое, не противоречат моделям рудообразования, основанным на геологических интерпретациях, предложенных Уоллесом и др. [89], Ганстером [22] и в этой статье.

Характер гидротермальных изменений

Гидротермальные изменения лучше всего проявлены на месторождении Ред-Маунтин, где толща измененной породы мощностью ~1000 м перекрывает рудное тело Хендерсон (рис. 33) [91, 55]. Главным, преобладающим типом изменения пород является повсеместное разрушение первичных породообразующих минералов. Зоны изменения характеризуются и различаются минералами, подвергшимися изменению, и минералами, являющимися продуктами изменения. Главные пять зон изменения следующие: зона калиевого полевого шпата, кварц-серицит-пиритовая зона, верхняя зона аргиллизации, нижняя зона аргиллизации и пропилитовая зона. Пять второстепенных зон изменения меньшего пространственного распространения перекрывают и пересекают границы главных зон, но тем не менее имеют пространственную связь с рудным телом. Они определяются по присутствию отдельных измененных минералов, отличающихся от главных ассоциаций измененных пород, в которых они встречаются. Окремнение включает как образование кварцевых жил в жильной кварцевой зоне, так и почти полный кварцевый метасоматоз в зоне полного окварцевания. Магнетит-топазовая, грейзеновая и гранатовая зоны определяются по присутствию магнетит-топазовых, грейзеновых минералов и граната соответственно. Так как большинство зон перекрываются, границы между ними проводятся там, где один тип изменения преобладает над другим.

Зона калиевого полевого шпата. Отличительной особенностью зоны калиевого полевого шпата является полное замещение им плагиоклаза. В рудном теле Хендерсон внешняя граница зоны приблизительно проходит по границе содержаний молибденита, равной 0,3% (рис. 33).

Зона калиевого полевого шпата в порфирах Юред и Праймос сложена серой породой с вкрапленниками калиевого полевого шпата и кварца длиной обычно не более 10 мм. Фенокристаллы калиевого полевого шпата, как правило, окружены узкой каемкой наросшего калиевого полевого шпата, легко различимого по шлейфам захваченных зерен кварца. Границы между кристаллами калиевого полевого шпата неровные, часты карлсбадские двойники, пертиты отсутствуют.

Калишпатизированная основная масса равномернозернистая (0,5 мм), мозаичная, состоит из калиевого полевого шпата и кварца. Зерна полевого шпата основной массы не имеют наростов, и границы кристаллов слабо сутурные. Жилы калиевого полевого шпата, которые местами пересекают как кварц, так и полевой шпат, состоят из многочисленных небольших кристаллов (менее 0,1 мм) с сутурными границами зерен. По калиевому полевому шпату

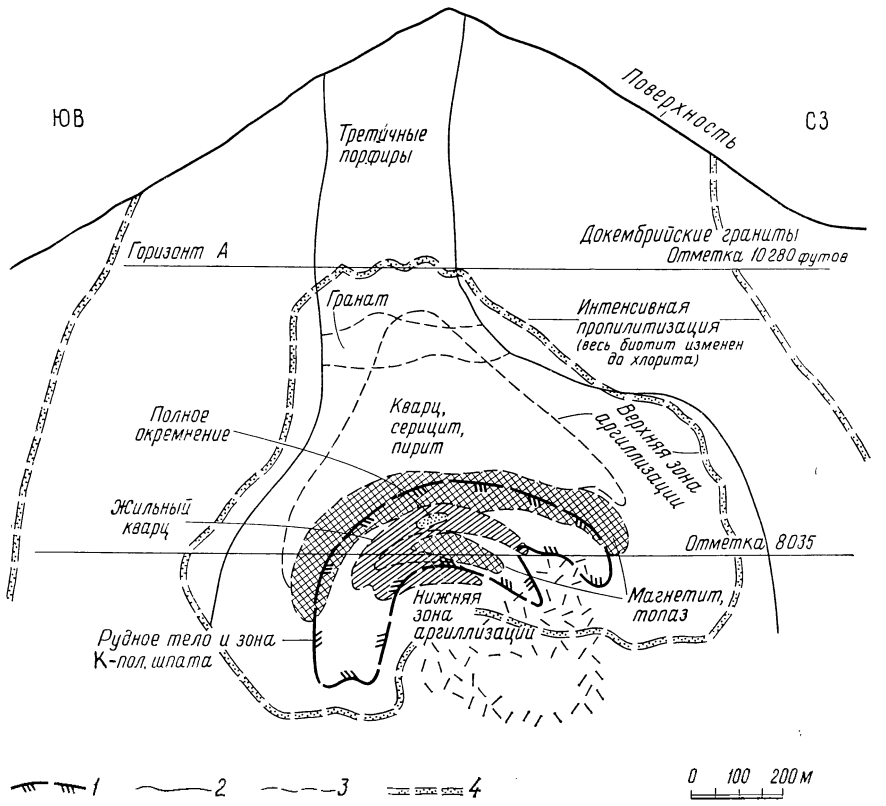


Рис. 33. Разрез 480N, показывающий зоны изменения на месторождения Хендерсон. *1* — контур 0,3% MoS_2; *2* — магматический контакт; *3* — относительно узкая постепенная граница зоны изменения; *4* — относительно широкая постепенная граница зоны изменения.

развиваются серицит, глинистые минералы, карбонат и в незначительной степени флюорит.

На вкрапленниках кварца также наблюдаются узкие нарастания, а на зернах основной массы нет. Редкие скопления пирита и монацита развились по первичному биотиту. Рассеянная вкрапленность вторичного биотита (менее 1%) распространена в нижней части зоны калиевого полевого шпата [55]. Встречается он также в жилах.

Хотя в сильно калишпатизированных породах плагиоклаз отсутствует, он встречается в розовых породах, которые неповсеместно окаймляют зону калиевого полевого шпата. Этими породами сложены участки обычно шириной не более 30 м, которые занимают положение между кварц-серицит-пиритовой зоной и серой калишпатизированной породой, но более всего розовые породы развиты вдоль бортов рудного тела, где калишпатизированные породы сливаются с аргиллизованным материалом. Розовая зона характеризуется содержанием розового полевого шпата, относительно свежего первичного биотита и кристаллов плагиоклаза, которые только частично замещены калиевым полевым шпатом. Исследование в шлифах различных стадий разрушения плагиоклаза в розовых породах показывает, что калишпатизация плагиоклаза представляет собой замещение по схеме объем на объем. На начальных стадиях гнезда калиевого полевого шпата развивались как во внутренних частях, так и вдоль границ отдельных кристаллов плагиоклаза. Следующая ступень отмечена развитием пятнистых выделений

пертитов, в которых плагиоклаз образует разобщенные, но оптически непрерывные пятна. На последних стадиях оставшийся плагиоклаз остается в виде разобщенных полос, которые обычно ориентированы параллельно короткой стороне удлиненных кристаллов калиевого полевого шпата. Полная калишпатизация не оставляет следов первичного плагиоклаза.

Кварц-серицит-пиритовая зона. Кварц-серицит-пиритовое изменение характеризуется серицитизацией калиевого полевого шпата и плагиоклаза и обильным развитием пирита. Этот тип изменения развит в колоколообразной зоне, которая частично перекрывает верхнюю часть рудного тела Хендерсон и протягивается на 420 м над ним (рис. 33). Внешние части этой зоны, менее интенсивно измененные, чем внутренние, сложены слабо серицитизированной светло-серой породой, в которой хорошо видны псевдоморфозы серицита по полевому шпату. Здесь широко развиты пиритовые жилы с заметными кварц-серицитовыми ореолами. В более сильно измененной внутренней зоне развиты породы темно-серого цвета, а псевдоморфозы серицита по полевому шпату если и присутствуют, то трудноопределимы. Обильно развиты жилы пирита, но они нечетко выражены, хотя имеют относительно мощные жильные ореолы. За исключением реликтовых вкрапленников кварца, ничто не указывает на первичную порфировую структуру.

Кварцевые нарастания, оптически однородные с несущими их кристаллами, характерны как для вкрапленников, так и для зерен первичного кварца основной массы. Границы первичных кристаллов маркируются тонкими слоями захваченного серицита. Нарастающий кварц в слабо измененной кварц-серицит-пиритовой породе наполнен включениями серицита, из чего можно сделать вывод, что образование серицита предшествовало окварцеванию. Однако в сильно измененной кварц-серицит-пиритовой породе нарастающий кварц не имеет включений, что позволяет предполагать замещение серицита кварцем. Кремнезем, потребный для образования наростов, возможно, высвобождался при серицитизации калиевого полевого шпата.

Хотя, как правило, пирит встречается в кварц-пиритовых жилах, он в большом количестве также рассеян в сериците основной массы. Топаз и небольшое количество хлорита встречаются в нижних частях зоны. Мусковитовые чешуйки длиной до 2,5 мм отмечают первоначальное положение первичного биотита. Скопления пирита, лейкоксена, рутила, циркона, монацита и редко апатита встречаются внутри и около мусковитовых чешуй. Характер мусковита и скоплений акцессориев не изменяется на протяжении зоны, хотя в сильно измененных кварц-серицит-пиритовых породах апатит не встречается.

Как полагают, колоколообразная форма кварц-серицит-пиритовой зоны отражает распределение температур в процессе гидротермального изменения пород. Апикальная часть этой зоны направлена вверх внутри порфиров Ред-Маунтин, которые, весьма вероятно, были более нагреты, чем окружающие породы, и, следовательно, высокие температуры во время изменения пород могли поддерживаться на большом расстоянии от рудного тела Хендерсон.

Особо надо отметить величины $\log (f_{H_2O}/f_{HF})$, подсчитанные Гуноу и др. [28] по анализам серицита из кварц-серицит-пиритовой зоны. Они показали градиент значений от 4,2 на вершине зоны до 3,7 у ее основания. Это составляет минимум тройное возрастание f_{HF} при продвижении вниз при допущении, что никаких изменений температуры и f_{H_2O} не происходило. Гуноу [26] считает, что существование этого градиента является аргументом против крупных конвективных ячеек грунтовых вод при образовании кварц-серицит-пиритовой зоны.

Верхняя зона аргиллизации. Изменения в верхней зоне аргиллизации характеризуются выборочной аргиллизацией плагиоклаза. Зона аргиллизации протягивается на 510 м над рудным телом Хендерсон в порфирах

Юред и Ред-Маунтин и по крайней мере на 270 м от бока рудного тела в порфиры Юред (рис. 33). Часть зоны располагается в докембрийских гранитах. В этой породе внешняя граница зоны завуалирована контактовым воздействием порфиров и местами аргиллизацией, связанной со сдвигом. Плагиоклаз в зоне полностью замещен монтмориллонитом, каолинитом и серицитом. Калиевый полевой шпат сравнительно мало изменен, а кварц совсем не затронут. Биотит замещается мусковитом, серицитом и небольшими количествами рутила, лейкоксена, пирита, карбоната и флюорита. Предварительные рентгеноскопические определения приводят к заключению, что каолинит более обычен во внутренних частях зоны аргиллизации, а монтмориллонит чаще развит по ее краям.

Нижняя зона аргиллизации. Нижняя зона аргиллизации перекрывает подошву рудного тела Хендерсон (рис. 33) и в большой степени распространена в порфирах Юред и Праймос. Для нее характерна аргиллизация как первичного, так и вторичного полевого шпата; из минералов глин наиболее обычен каолинит.

Пропилитовая зона развита главным образом в докембрийских гранитах Силвер-Плум. Она определяется по присутствию хлорита, эпидота, кальцита, минералов глин и серицита. Хотя результаты гидротермального воздействия на породы, связанного с оруденением месторождения Хендерсон, могут проявляться на расстоянии несколько километров, внешней границей ореола изменений принято считать предел распространения в гранитах Силвер-Плум полностью хлоритизированного первичного биотита [55]. На поверхности зона образует эллипсоидальную площадь, протягивающуюся в северо-восточном направлении более чем на 3 км по длинной оси, и лежит в пределах проекции рудного тела Хендерсон на поверхность [55]. Хлорит, характеризующий эту зону, является продуктом изменения биотита. Кальцит, глинистые минералы и серицит развивались главным образом по плагиоклазу. Эпидот встречается вместе с биотитом, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом.

Зона кварцевых жил. Зона переплетенных кварцевых жил, которая располагается внутри центральной части рудного тела Хендерсон и под ней (рис. 33), характеризуется обилием кварцевых жил, что повышает содержание кварца средней калишпатизированной породы от 40 до 70%. Обычно мощность жил около 0,5—0,6 см, состоят они из мозаичного кварца с извилистыми, но не сутурными границами зерен.

Зона полного окремнения определяется как участок с содержанием более 90% кварца. Одна из двух сравнительно небольших зон полного окварцевания располагается внутри рудного тела Хендерсон непосредственно около разреза 480 Н (рис. 33), а другая — внутри и под рудным телом в северо-восточной части месторождения. В обоих местах окварцевание разрушило все ранее существовавшие калишпатизированные порфиры, за исключением немногочисленных останцов. Площади, окаймляющие зоны полного окварцевания, содержат разбросанные скопления зеленого биотита, топаза и хлорита, которые, возможно, были образованы из компонентов, выносившихся из областей интенсивного окварцевания.

Зоны магнетита и топаза. Магнетит и топаз характеризуют две зоны изменения — обширную верхнюю, которая достигает мощности 120 м в верхней части рудного тела Хендерсон, и нижнюю зону, которая целиком располагается внутри рудного тела (рис. 33). Хотя магнетит и топаз встречаются в одних и тех же местах, они редко контактируют друг с другом и, по-видимому, генетически не связаны. Магнетит образует прерывистые мономинеральные прожилки шириной обычно меньше 0,5—0,6 см. Прожилки секут большинство минералов, за исключением пирита, который неизменно постоянно сечет магнетит. Топаз встречается внутри или около кварц-топаз-

пиритовых жил и прожилков молочно-белого цвета. Мощность прожилков колеблется от 0,15 до 0,6 см, но большая часть жил и прожилков имеет ширину менее 0,3 см. Топаз встречается также в виде отдельных кристаллов и коконовидных агрегатов, которые концентрируются вдоль границ крупных жил. Второстепенными минералами в топазоносных жилах и прожилках являются серицит, флюорит, карбонат, хлорит и в небольших количествах — зеленый биотит. Эти минералы в большинстве случаев являются интерстиционными по отношению к топазу, несмотря на то что изредка серицит, флюорит и карбонат замещают топаз. Топаз местами сечет кварц, но большая часть его концентрируется на границах зерен кварца.

Топаз также распространен в виде вкрапленности в ореолах измененных пород, окружающих топазоносные прожилки. Там, где топазоносные прожилки пересекают кварц-серицит-пиритовые породы, как это имеет место в верхней зоне, топаз представлен вкрапленностью, располагаясь совместно с серицитом между зернами кварца и занимая места ранее развитого калиевого полевого шпата. Серицит является интерстиционным по отношению к топазу и обычно образует оторочки вокруг отдельных кристаллов топаза. Там, где топазоносные прожилки рассекают калишпатовые породы, топаз в ореолах неизменно замещает полевой шпат.

Редкие топаз-пирит-гюбнеритовые жилы шириной не более 2,5 см встречаются вдоль северо-западного края рудного тела. Эти жилы нельзя назвать типичными, и их распределение внутри магнетит-топазовых зон не изучено. Большие размеры кристаллов топаза (до 1,2 см в длину) делают возможной ручную разборку, а химические анализы одного такого концентрата показали содержание 19% фтора, что очень близко к теоретическому максимуму, который согласуется со структурой топаза [13].

Глиноземные и кремнеземные составляющие топаза могли быть накоплены на месте при замещении калиевого полевого шпата, который постоянно присутствует в породах, содержащих топаз. Однако фтор должен был привноситься. Магнетит здесь образовался, вероятно, как следствие высокого содержания кислорода и низкой фугитивности серы. Сочетание магнетит — топаз отражает обилие фтора в гидротермальных флюидах месторождения Хендерсон. Наличие этих минералов в двух зонах указывает по крайней мере на два эпизода такого типа изменения пород.

Грейзеновая зона. Грейзеновая ассоциация кварц — мусковит — топаз [50] встречается в ореолах изменения, обрамляющих широко распространенные кварц-молибденитовые жилы. Хотя грейзеновая зона более всего развита под рудным телом Хендерсон (рис. 33), несколько грейзеновых жил протягиваются по направлению вверх в руду, где они пересекают ранее калишпатизированные породы. Хотя в каждой единичной жиле или жильном ореоле может встречаться только часть грейзеновой ассоциации, обычная грейзеновая жила состоит большей частью из кварца и молибденита с различными количествами топаза, пирита, магнетита и мусковита. Присутствуют также небольшие количества флюорита, рутила, зеленого биотита, хлорита, карбоната, калиевого полевого шпата, глинистых минералов и серицита. Грейзеновые ореолы состоят из четырех основных минеральных ассоциаций (от стенки жилы наружу): кварц — топаз — магнетит — мусковит, кварц — топаз — зеленый биотит, серицит, Mn-гранат. Согласно Гуноу [26], гранат содержит 3,5% фтора. Грейзеновые жилы достигают ширины по крайней мере 2 см, и ореолы обычно шире самой жилы в четыре-пять раз.

Гранатовая зона, которая определяется по присутствию оранжевого спессартина, образует горизонтальный слой мощностью 60 м приблизительно на 570 м выше рудного тела Хендерсон (рис. 33). Эта зона хорошо развита в порфирах Ред-Маунтин, где она перекрывает границу между более широко распространенной зоной аргиллизации и кварц-серицит-пиритовой

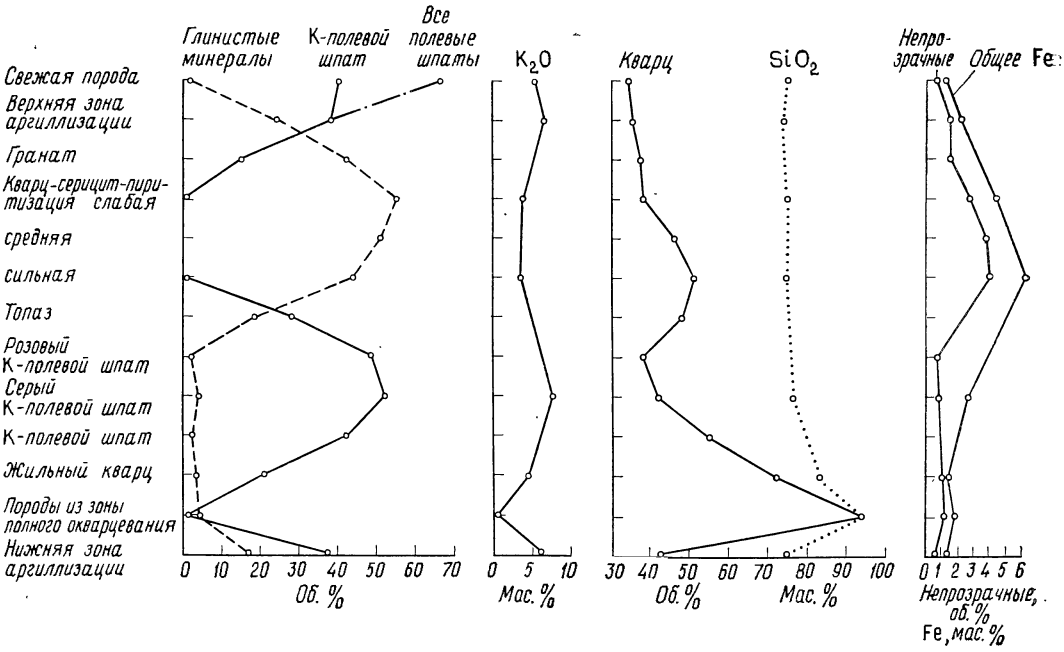


Рис. 34. Вариационная диаграмма, показывающая относительное обилие глинистых минералов, К-полевого шпата, всех полевых шпатов кварца, непрозрачных минералов, K_2O, SiO_2 и суммарного железа (FeO + Fe_2O_3) в образцах, типичных для различных зон изменения. К-полевой шпат без указания цвета—кристаллы на контакте с жильным кварцем.

зоной, но латерально в докембрийские граниты не протягивается. Гранат обычно присутствует либо в виде минерала, замещающего свежий калиевый полевой шпат, либо в виде псевдоморфоз серицита по калиевому полевому шпату. Иногда он встречается в серицит-глинистых псевдоморфозах по плагиоклазу или в редких серицит-сфен-пиритовых псевдоморфозах по биотиту. Там, где серицит и глина были вынесены из псевдоморфоз, гранат обычно остается в виде каемки вокруг получившейся пустоты. Галенит, сфалерит, пирит, флюорит, карбонат, серицит, каолинит и слабозональный эвгедральный кварц являются или интерстиционными по отношению к гранату или присутствуют во внутренних частях пустот, окаймленных гранатом. Карбонат и лейкоксен местами окружают гранат, а карбонат частично замещает его. Пирит и изредка кварц образуют включения в гранате.

Кристаллы граната в прозрачных шлифах светло-желтые от суб- до эвгедральных, диаметром не более 1,4 мм. Чрезвычайно широко развито секторное двойникование, когда частично анизотропные кристаллы разделены на секторы подобно нарезанному торту. По данным анализа главных окислов в гранатовом концентрате вычислен молекулярный состав конечного члена (в %): пироп — 4,0, гроссуляр — 10,4 и спессартин — 85,6 [64].

Близкая ассоциация граната с галенит-сфалерит-родохрозитовым комплексом минералов предполагает, что гранат относится к поздней стадии свинец-цинк-марганцевого гидротермального процесса, связанного с рудным телом Хендерсон. Хотя гранатовая зона не протягивается из порфиров внутрь соседних докембрийских гранитов, свинец-цинк-марганцевая минерализация, в которой гранат в порфирах является составной частью, продолжается в граниты и образует отчетливый ореол над рудным телом.

Модальный состав и основные черты химизма измененных пород. Образцы для определения модального состава (табл. 8) и анализов химического

Таблица 8. **Модальный состав свежих и изменённых пород месторождения Хендерсон (в каждом шлифе подсчитывалось 1000—1500 зерен)**

Образцы	Количество шлифов	К-полевой шпат	Плагиоклаз	Серицит и глинистые минералы	Кварц	Первичный биотит	Хлорит	Гранат	Топаз	Вторичный зеленый биотит	Карбонат	Флюорит	Поры	Акцессорные минералы	
														непрозрачные	прозрачные
Свежие породы (порфиры Юред)	3	39,6	22,8	2,0	33,7	0,5	0,1		0,3		0,1	0,2		0,7	
Верхняя зона аргиллизации	4	37,6		24,1	34,7			0,4			1,2	0,2	0,2	1,5	0,1
Гранат	10	15,1		41,7	37,1			2.2			0,8	0,3	1,3	1,5	
Слабая кварц-серицит-пиритизация	8			54,5	37,7			2,6			0,4	0,4	1,6	2,8	
Средняя кварц-серицит-пиритизация	6			50,5	45,6							0,1		3,8	
Сильная кварц-серицит-пиритизация	17			44,2	51,0				0,4		0,2	0,2		4,0	
Топаз	21	27,6		18,6	48,2		0,4		1,7	0,2	0,4	0,7		2,2	
Розовый К-полевой шпат	5	48,6	9,0	2,3	38,2	0,1					0,3	0,7		0,7	0,1
Серый К-полевой шпат	37	52,1		4,1	41,9				0,1		0,3	0,7		0,8	
Приконтактовый К-полевой шпат [1]	5	41,8		2,0	54,6						0,2	0,4		1,0	
Жильный кварц	15	20,7		3,4	72,1		0,1		0,5	0,7	0,6	0,7		1,2	
Полное окварцевание	3	0,1		2,1	94,2		0,6		0,1		0,2	0,4	1,1	1,2	
Нижняя зона аргиллизации	8	39,0		16,8	43,0						0,3	0,2		0,6	0,1

[1] К-полевой шпат на границе с кварцевой жилой.

Таблица 9. **Химический состав свежих и измененных пород** [1]

Образец	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
Свежие порфиры Юред	75,0	12,3	0,15	0,73	0,76	0,12	0,04	0,76	3,17	5,14	98,17
Верхняя зона аргиллизации	74,1	12,4	0,19	0,61	1,40	0,17	1,18	0,28	0,71	6,33	97,37
Слабая кварц-серицит-пиритизация	75,1	11,5	0,18	3,23	1,20	0,18	0,19	0,51	0,08	3,68	95,85
Сильная кварц-серицит-пиритизация [2]	74,5	11,6	0,16	5,35	0,87	0,14	0,06	0,16	0,16	3,42	96,42
Сильная К-шпатизация [2]	76,5	11,2	0,15	0,74	1,90	0,11	0,09	0,93	0,60	7,29	99,51
Жильный кварц	83,5	6,7	0,11	0,27	1,09	0,04	0,05	1,37	0,24	4,08	97,45
Полное окварцевание	94,0	0,8	0,09	0,57	1,24	0,00	0,05	0,44	0,00	0,24	97,43
Нижняя зона аргиллизации	74,6	12,3	0,14	0,53	0,92	0,07	0,30	0,65	0,34	6,13	95,98

[1] Все анализы выполнены Н. Суром, Пенсильванский университет. [2] Среднее из двух образцов.

состава (табл. 9 и рис. 34) были отобраны после изучения почти 48 тыс. м керна скважин, нескольких километров подземных выработок и более 500 прозрачных шлифов. Модальные и химические анализы подчеркивают основные минеральные и химические преобразования, которые происходили в процессе изменения пород на месторождении Хендерсон. Разрушение плагиоклаза в верхней зоне аргиллизации находит отражение в возрастании модальных содержаний глинистых минералов и резко выраженном уменьшении содержания натрия. В минералогическом отношении гранатовая зона занимает промежуточное положение между верхней зоной аргиллизации и кварц-серицит-пиритовой зоной, залегая выше последней.

Замещение калиевого полевого шпата в кварц-серицит-пиритовой зоне сопровождается дальнейшим увеличением содержания глинистых минералов и только незначительным уменьшением содержания калия. С другой стороны, заметное возрастание модального кварца не сопровождается соответствующим возрастанием общего содержания кремнезема, которое остается постоянным в пределах аналитической ошибки повсюду в этой зоне. Изменения в минералогии и химизме кварц-серицит-пиритовой зоны подтверждают превращение калиевого полевого шпата в серицит и кварц, как это было выявлено химическим путем Мейером и Хемли [57]. Избыток калия, освободившегося при реакции, по-видимому, выносится из зоны, тогда как кремнезем остается на месте в виде кварца. Важно отметить, что весь кварц (содержание его достигает 20%), образующийся при интенсивном кварц-серицит-пиритовом изменении пород, может получиться при превращении калиевого полевого шпата в серицит.

Относительное обилие пирита в кварц-серицит-пиритовой зоне отражается в модальном процентном содержании непрозрачных минералов и суммарного железа (табл. 8 и 9). Наиболее точно содержание пирита в наиболее

интенсивно измененных частях зоны установлено по 318 анализам, и оно равно 8%, что соответствует общему содержанию этого сульфида в рудном теле, которое составляет приблизительно 2%.

Калишпатизация плагиоклаза в зоне калиевого полевого шпата определяется по высокому содержанию калиевого полевого шпата и увеличению содержания K_2O приблизительно на 2% по сравнению со свежей породой. Однако содержания кварца также аномально высоки, и этот факт, а также отсутствие корреляции между количествами вновь образованного полевого шпата и первичного плагиоклаза позволяют предполагать, что кварц был добавлен во время разрушения плагиоклаза в зоне калиевого полевого шпата. Розовая порода необычна в том смысле, что она содержит неизмененный плагиоклаз и первичный биотит.

Повышение содержания модального кварца — характерная особенность окремненных пород, а именно калишпатизированных пород, граничащих с зоной жильного кварца, пород в зоне жильного кварца и пород в зоне полного окремнения. Увеличение содержания кварца в основном происходит за счет кварцевых жил, количество которых увеличивается до тех пор, пока окремнение не становится повсеместным. Завершенность силицификации подтверждается полным соответствием между количеством модального кварца и количеством SiO_2 в зоне полного окремнения. Небольшие количества глинистых минералов, калиевого полевого шпата и акцессориев представляют собой несилицифицированные реликты ранее существовавших и затем измененных пород.

Итак, плагиоклаз является самым нестабильным из главных породообразующих минералов. Он замещается глинистыми минералами и серицитом в верхней зоне аргиллизации и появляется вновь только в краевых частях зоны калиевого полевого шпата. Калиевый полевой шпат замещается серицитом в кварц-серицит-пиритовой зоне и является главной составной частью в зоне калиевого полевого шпата. Кварц распространен везде, но достигает высоких концентраций только в зоне кварцевых жил и зоне полного окремнения. Что касается минералов, встречающихся в небольшом количестве, то первичный биотит разрушен в верхней зоне аргиллизации, но, как и плагиоклаз, он вновь появляется в пограничных частях зоны калиевого полевого шпата. Гранат и топаз с ассоциирующимися зеленым биотитом и хлоритом присутствуют соответственно в верхних и нижних частях разреза измененных пород. Повсеместно распространены флюорит, карбонат и темноцветные минералы.

Процессы гидротермального изменения. Главные изменения пород на молибденовых месторождениях типа Клаймакс подобны изменениям, характерным для медно-порфировых месторождений. Например, пропилитовая и кварц-серицит-пиритовая зоны месторождений типа Клаймакс содержат приблизительно те же минеральные ассоциации, что и пропилитовая и филлитовая зоны медно-порфировых месторождений [54]. Это фундаментальное сходство наводит на мысль о том, что характер околорудных изменений на месторождениях типа Клаймакс может быть объяснен изменением концентрации ионов калия и водорода так же, как на медно-порфировых месторождениях.

Главное отличие изменений пород на месторождениях типа Клаймакс (а именно, интенсивная силицификация, относительное обилие флюорита, и небольшое — на месторождении Хендерсон — количество биотита) от подобных процессов на медно-порфировых месторождениях может быть следствием более высокой степени дифференциации магмо-гидротермальной системы, продуктами которой являются месторождение молибденовых руд и минералы измененных пород.

Мак-Кензи [55] предположил, что на месторождении Хендерсон глав-

ные зоны изменений пород образовались одновременно, а не при направленном процессе формирования одной зоны за другой. Он отмечал присутствие реликтов структур первичных пород в зоне калиевого полевого шпата как доказательство того, что калишпатизированные породы никогда не были изменены до кварц-серицит-пирита и с трудом могут быть распознаны. Эта точка зрения была далее подтверждена наличием плагиоклазоносных зон розового цвета, которые залегают между зоной аргиллизации и зоной калиевого полевого шпата, вдоль флангов рудного тела. А если имело место наложение, то как мог плагиоклаз восстановиться после разложения при аргиллизации?

Повсеместная силицификация широко развита в апикальной части штока Праймос, под рудным телом Хендерсон (рис. 33). Она также очень сильно развита на вершине связанного с рудой интрузива под Верхним и Нижним рудными телами на месторождении Клаймакс (рис. 2). Изолированность этих, по-видимому, бескорневых богатых кварцем линз предполагает, что кварц образовался там, где он найден, т. е. в апикальных частях порфировых интрузивов, связанных с рудой. Фазовая диаграмма, составленная Глюком и Анфилиговым [24] для системы гранит — H_2O — HF при давлении 1 кбар, показывает, что при температуре 600° С в результате повышения содержания фтора становятся неустойчивыми различные гранитообразующие минералы в следующей последовательности: биотит при 1%, щелочной полевой шпат приблизительно при 1,5%, альбит — около 3,4% и топаз приблизительно при 7% фтора в системе. Это не относится только к кварцу, который остается устойчивым в равновесии с флюидом при содержании в системе фтора от 7 до 10%. Следовательно, зона высокой силицификации месторождений Клаймакс и Хендерсон указывает на то, что высокотемпературные, высокофтористые флюиды вызвали дальнейшее изменение пород в апикальных частях связанных с оруденением интрузивов и в центральных частях магмо-гидротермальных систем типа Клаймакс (Смит Р. П., письменное сообщение, январь, 1980).

Магнетит-топазовая, грейзеновая и гранатовая зоны, по существу, горизонтальные и пересекают главные зоны измененных пород. Их расположение, вероятно, отражает очертания изотерм, которые контролировались остыванием интрузива и связанным с ним образованием рудных месторождений [5].

Происхождение и эволюция магм типа Клаймакс

Мы пришли к выводу, что магмы типа Клаймакс поставляли молибденоносные гидротермальные флюиды, которые сформировали рудные тела типа Клаймакс. Следовательно, важно рассмотреть, как образовались магмы типа Клаймакс и как они эволюционировали.

Исходный материал. *Информация, полученная по изотопам стронция.* Предварительные данные определений возраста по стронцию как по породе в целом, так и методом датирования по следам распада в цирконе дали для относительно неизмененных пород месторождений Клаймакс и Хендерсон изначальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в основном в интервале 0,705—0,710 (К. И. Хедж, личное сообщение, 1980). Сравнимые значения были получены для месторождения Куэста, где Лафлин и др. [48] вычислили изначальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, равное 0,7069, по породе в целом для аплита Майн, который датирован K-Ar-методом по биотиту в 22,3 млн. лет.

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для современного вещества верхней мантии составляет около 0,704 [20]. Современные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в докембрийских породах верхних частей коры, выходящей на поверхность около месторожде-

ний Клаймакс и Хендерсон, колеблются в среднем от ~0,8 в граните Силвер-Плум до 1,0 в кристаллических сланцах формации Айдахо-Спрингс [62].

Породы типа Клаймакс имеют очень высокое значение отношения Kb/Sr (табл. 5) и должны быть очень восприимчивы к верхнекоровому заражению радиогенным коровым Sr. Тем не менее их изначальные отношения (0,705—0,710) значительно ближе к отношениям современных мантийных пород (0,704), чем к среднему современному отношению докембрийских верхнекоровых пород, в которые они внедрились (0,8—1,0).

Таким образом, в этом районе исходный материал магм типа Клаймакс содержал радиогенного ^{87}Sr, получившегося при разложении рубидия, несколько больше, чем обычное вещество верхней мантии, но значительно меньше, чем докембрийские породы верхней части коры. Предполагают, что магмы типа Клаймакс могли произойти из материала нижней части коры промежуточного состава или из смешанного материала верхней мантии и материала нижних или средних частей коры. В любом случае контаминация в верхней части коры такими породами, как кристаллические сланцы Айдахо-Спрингс и граниты Силвер-Плум, минимальна. Если, как считают Уоллес и др. [90], источником молибдена и вольфрама месторождений Клаймакс и Хендерсон были граниты Силвер-Плум и кристаллические сланцы Айдахо-Спрингс, трудно понять, как эти составные части могли быть объединены в магмах без значительного изменения изначального отношения изотопов стронция в этих магмах.

Данные по изотопам свинца в образцах галенита из месторождений типа Клаймакс предполагают для свинца нижнекоровый источник. Имеющиеся данные по изотопам свинца приведены в табл. 10. Среднее отношение ура-

Таблица 10. **Данные по изотопам свинца в галените из месторождений типа Клаймакс**

Месторождение	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
Клаймакс [1]	18,08	15,63	38,67
	17,96	15,68	38,69
	17,76	15,64	38,59
Юред [1]	17,85	15,70	40,00
	17,80	15,64	40,06
Маунт-Эммонс [2]	18,13	15,54	38,35

[1] Данные Делево и др. [14]. [2] Данные До, письменное сообщение, 1979.

нового ^{206}Pb к нерадиогенному ^{204}Pb относительно низкое (17,93), тогда как среднее отношение ториевого ^{208}Pb к ^{204}Pb относительно высокое (39,06). Это подтверждает заключение До и Зартмана [17] о наличии кратонизированного источника в нижней части коры, в котором содержание урана уменьшалось по сравнению с содержанием тория в процессе метаморфизма гранулитовой фации.

Литосферные источники молибдена, вольфрама и фтора. В районе Скалистых гор в Колорадо значительные концентрации Mo, W и F образовались в связи с различными типами пород и в различное время, начиная по крайней мере со времени 1,7 млрд. лет назад. Это наводит на мысль о долговременном источнике этих элементов в континентальной литосфере данного района.

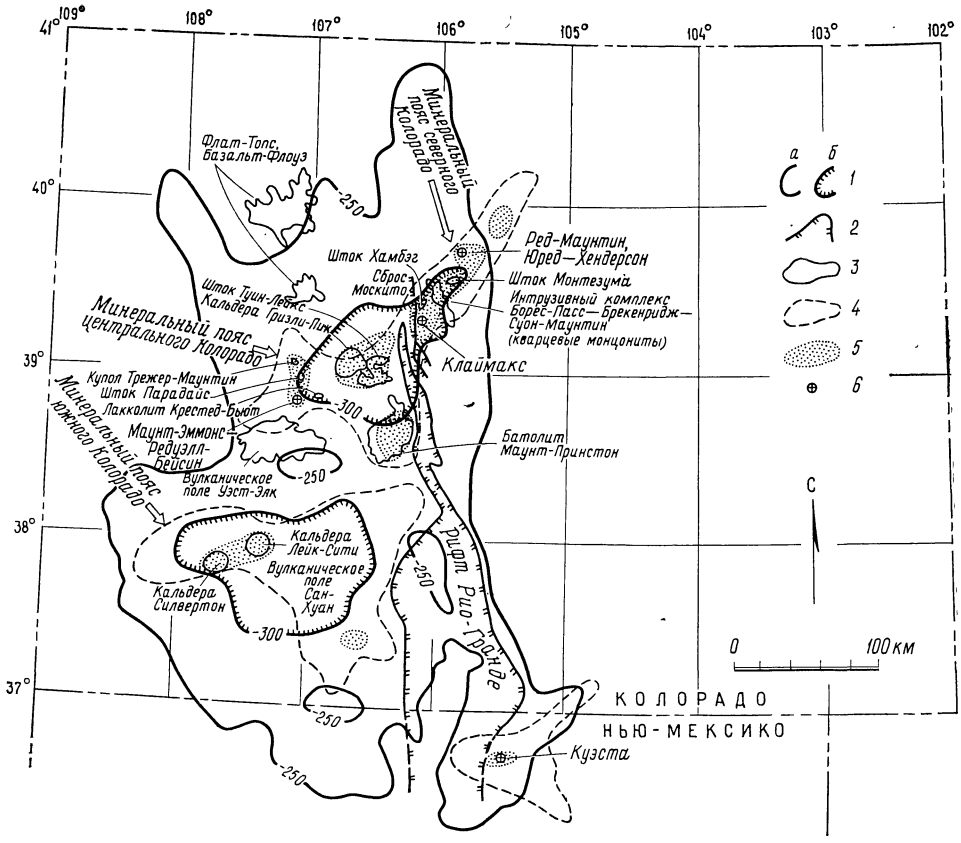


Рис. 35. Обобщенная карта, показывающая положение отдельных молибденовых месторождений в штате Колорадо и северной части штата Нью-Мексико по отношению к различным геологическим структурам (с изменениями по Кингу и др. [43]). *1* — аномалия Буге [43]: а) —250 мгал; б) —300 мгал; *2* — приблизительное положение нормальных разрывов, связанных с границами рифта Рио-Гранде; *3* — приблизительный контакт магматического тела; *4* — границы проявления главной интрузивной деятельности третичного возраста; *5* — группы известных молибденовых проявлений; *6* — главные молибденовые месторождения.

Докембрийские известково-силикатные гнейсы и амфиболиты древнее чем 1,7 млрд. лет содержат редкие месторождения шеелита и повеллита [80]. Биотитовые сланцы формации Айдахо-Спрингс содержат в среднем 5 млн$^{-1}$ Mo, главным образом в виде элемента-примеси в магнетите [95].

Граниты Силвер-Плум с возрастом приблизительно 1,4 млрд. лет являются глиноземистыми посторогенными гранитами В. Согласно Кунцу и Броку [46], они образовались при частичном плавлении нижнекорового исходного материала. Он обычно содержит 2—3 млн$^{-1}$ Mo, а отдельные образцы — до 10 млн$^{-1}$ [95]. Пегматиты, расположенные по границам с плутонами гранитов Силвер-Плум, в отдельных местах содержат кристаллы молибденита [90]. Во многих местах в гранитах Силвер-Плум также содержится акцессорный флюорит [71, 69, 32] и генетически ассоциирующийся с ними флюорит в краевых линзах церита близ Джемстауна [25].

Граниты Пайкс-Пик с возрастом около 1 млрд. лет представляют собой калиевые анорогенные граниты, образовавшиеся в процессе реакционного плавления в нижних или средних частях коры в результате поддвигания базальтов [3]. Граниты Пайкс-Пик содержат нормативный флюорит [3].

Аплитовые, грейзеновые, брекчиевые и жильные месторождения в поздних куполах гранитов содержат молибденит, вольфрамит и флюорит [31].

С раннеларамийскими (около 70—50 млн. лет) монцонитами, сиенитами, гранодиоритами и кварцевыми монцонитами северо-восточной части минерального пояса Колорадо обычно ассоциируются месторождения молибденита и флюорита, такие, как Централ-Сити, Апекс, Эмпайр и Алма. С позднеларамийскими (около 50—30 млн. лет) гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, кварцевыми латитами и риолитами северо-восточной и центральной частей минерального пояса Колорадо (рис. 35) на разрабатываемых площадях, таких, как Нидерленд, Монтезума, Брекенридж, Алма, Туин-Лейкс и Маунт-Принстон, обычно связаны молибденитовые, флюоритовые и (или) вольфрамитовые месторождения. На основе изучения изотопов стронция и малых элементов Симмонс и Хедж [68] предполагают, что исходным для пород монцонитовой серии мог быть материал глубоких частей коры, а для пород гранодиоритовой серии — материал более высоких уровней нижней части коры.

На месторождениях Клаймакс, Ред-Маунтин (Юред — Хендерсон), Маунт-Эммонс и Куэста главные молибденитовые рудные тела ассоциируются с риолитовыми порфирами типа Клаймакс (возраст от 33 до 17 млн. лет). Эти месторождения обычно содержат флюорит и богатые фтором топаз и слюду. Вольфрам в виде гюбнерита является важным побочным продуктом рудника Клаймакс и в небольших количествах присутствует на месторождениях Юред и Хендерсон. Данные по изотопам свинца и стронция указывают на то, что исходным для магм типа Клаймакс и рудных жил был нижнекоровый или смешанный материал (верхнемантийный с нижне- или среднекоровым). Такой же исходный материал предполагается в данной работе для молибдена, вольфрама и фтора на месторождениях типа Клаймакс.

С некоторыми позднетретичными интрузивами риолитов ассоциируются молибденитовые и флюоритовые месторождения, и многие позднетретичные зоны сбросов, протягивающиеся вдоль границ рифтовой системы Рио-Гранде, содержат эпитермальное флюоритовое оруденение [84].

Длительная история обогащения молибденом, вольфрамом и фтором района Скалистых гор в штате Колорадо позволяет предполагать, что долговременным источником этих элементов была континентальная литосфера этого района начиная с рубежа по крайней мере 1,7 млрд. лет назад. В противоположность этому субдуцирующие плиты или конвекционная астеносфера могли перемещаться по отношению к континентальной коре в течение каждого эпизода движения плит, которые могли иметь место со времени 1,7 млрд. лет назад.

Хотя тепло, вызвавшее частичное плавление корового материала, могло быть получено андезитовыми магмами из субдуцирующих плит или мафическими магмами из мантии, исходный материал для молибден-, вольфрам- и фтороносных магм, возможно, находился в нижних и средних частях коры.

Генетический смысл состава пород. Индексы дифференциации для порфиров Ред-Маунтин и Юред, которые формировались до образования рудного тела Хендерсон, находятся в интервале 91—92 (табл. 5), для связанных с рудой биотитовых порфиров месторождения Клаймакс и для порфиров Праймос месторождения Хендерсон — между 92 и 93, а для поздних риолитовых порфиров и серийных гранитов месторождения Клаймакс и гранитов Хендерсон с одноименного месторождения — в интервале 93—94. Вместе с постепенным ростом индекса дифференциации происходит постепенное увеличение отношения Na_2O/K_2O от среднего значения 0,50 для дорудных пород до 0,57 для связанных с рудой пород и до 0,74 для пострудных пород.

Тот факт, что индексы дифференциации составляют 91—92 даже для самых ранних, изначальных пород месторождения Клаймакс, позволяет

предполагать, что материнские магмы образовались скорее при слабом фракционном частичном плавлении, чем при более полном равновесном частичном плавлении, когда формируются известково-щелочные материнские магмы с более низкими индексами дифференциации. Однако тот факт, что индексы дифференциации возрастают во времени, указывает на постепенную дифференциацию, следовательно, материнские магматические тела эволюционировали во времени.

Изначально низкие и постепенно понижающиеся концентрации Ca и Sr в разрезе пород типа Клаймакс (табл. 5) свидетельствуют о фракционном плавлении, с разделением изначальной и остаточной магмы и отделением тугоплавкого плагиоклаза, за которым следует фракционная кристаллизация и отделение кристаллов плагиоклаза от вновь получающейся магмы. Крайне низкие содержания Ba (табл. 5), который замещает K, предполагают либо фракционное плавление, либо фракционную кристаллизацию K- и Ba-носных минералов. Изначально высокие и постепенно повышающиеся концентрации Rb (табл. 5), который в незначительной степени замещает K, предполагают изначальное фракционное плавление K- и Rb-носных минералов, за которым следует фракционная кристаллизация K-носных минералов и постепенное накопление Rb в остаточных магмах.

Высокие концентрации малых элементов, таких, как U, Th, Zn, Pb, Mn, Ti, Sc, Mo, Sn, W, Nb, Ta, Zr, Y, Ce и La в системах типа Клаймакс, предполагают, что состав исходного материала был от среднего до мафического; в этом материале перечисленные элементы, как правило, присутствуют в рассеянном состоянии чаще в мафических минералах, чем в фельзических. Низкие содержания Fe и Mg и высокие малых элементов в породах типа Клаймакс позволяют предполагать, что хотя мафические минералы подвергались фракционному частичному плавлению и отдавали примесь малых элементов и легкоплавких составных частей, все же большая часть содержащихся в них Fe и Mg оставалась в процессе фракционного плавления в тугоплавком остатке (Симмонс и Хедж, личное сообщение, 1978). Это уменьшало последующий вынос несовместимых рассеянных элементов из магмы при фракционной кристаллизации мафических минералов. В свою очередь этот процесс приводил к возрастанию концентраций малых элементов в остаточных расплавах, которые образовались в результате фракционной кристаллизации бедных элементами-примесями фельзических минералов.

Высокие содержания кремнезема, щелочей и, предположительно, летучих компонентов, таких, как фтор и вода, а также высокие содержания некрупных высоковалентных катионов Mo, W, Sn, U, Th и Nb, позволяют предполагать существование дифференциации в процессе конвекционной термогравитационной диффузии — механизм, который Хилдрет [34] предлагал для объяснения увеличения в этой толще содержаний кремнезема, щелочей, летучих и рассеянных элементов по направлению вверх.

По экспериментальным данным Айзака и Кармана [39], растворимость MoS_2 в водном щелочном силикатном расплаве при высокой температуре и давлении достигает 12% и по крайней мере 30% в щелочных десилицифицированных водных флюидах при насыщении MoS_2. Хотя эти эксперименты не учитывают влияния алюминия или фтора, которые являются важными составными частями щелочных кислых магм типа Клаймакс, они продемонстрировали, что в такой магме содержание MoS_2 могло достичь высоких значений и сосуществующие щелочные и кислые водные флюиды также могли иметь высокие содержания MoS_2.

Тектоническая классификация. Силлитое [67] предложил разделение молибден-порфировых месторождений в зависимости от их тектонического положения на два главных типа: связанные с субдукцией и связанные с рифтами. Месторождения Клаймакс, Хендерсон, Маунт-Эммонс и Куэста отно-

сятся к связанным с рифтами и характеризуются тыловодужным рифтообразованием, возникшим при медленной, погружающейся и, возможно, прекращающейся субдукции. Силлитое отмечал, что перед рифтообразованием и во время него магматизм тыловодужного района западной части США изменился от известково-щелочного до бимодального базальт-риолитового, а металлогения района — от халькофильной до литофильной.

Генезис и тектоно-магматическая история. *Тектоно-магматическая история.* Месторождения Клаймакс, Юред — Хендерсон, Маунт-Эммонс и Куэста расположены около восточной границы обширного района западной части США, на которую воздействовало ларамийское сжатие восточного направления и где проявлялся известково-щелочной магматизм. Связанное с этим перемещение магматизма в восточном направлении началось около западной континентальной границы приблизительно 80 млн. лет назад и достигло Скалистых гор в Колорадо около 70 млн. лет назад [51]. При этом в течение интервала 70—40 млн. лет назад известково-щелочные плутоны эпизодически внедрялись вдоль докембрийских зон сдвигов северо-восточного простирания, вызывая гидротермальное рудообразование в минеральном поясе Колорадо [83]. После внедрения сложного батолита Монтезума около 40—35 млн. лет назад (Незер, письменное сообщение, 1977) известково-щелочной магматизм закончился северо-восточнее Туин-Лейкс и сместился на юго-запад по направлению к батолиту Маунт-Принстон, Элк-Маунтинс, и вулканическому полю Сан-Хуан (рис. 35).

Диапиры риолитов и гранит-порфиров типа Клаймакс эпизодически

Таблица 11. **Определение возраста магмо-гидротермальной системы Клаймакса**

Датируемый материал	Возраст, млн. лет	Метод	Минерал, по которому проводилась датировка
Юго-Западный массив риолитовых порфиров	33,2 ± 2,1	По следам распада	Циркон [1,4]
Серицит из Верхнего рудного тела	29,8 ± 0,4	K/Ar	Серицит [2]
Риолитовые порфиры Чолк-Маунтин	27,0 ± 1,9	K/Ar	Биотит [3]
Биотитовые риолитовые порфиры	26,1 ± 1,2	По следам распада	Циркон [1]
Поздние риолитовые порфиры	25,5 ± 1,2	То же	Циркон [1]
Серицит поздней пустой стадии	25,3 ± 0,3	K/Ar	Серицит [2]
Серийные граниты	18,2 ± 0,9	По следам распада	Циркон [1,5]

Примечание. Эти определения возраста соответствуют последовательности относительных возрастов, которые были определены по соотношениям пород. Они определяют промежуток времени в 15 млн. лет, в течение которого в районе Клаймакса продолжалась магматическая деятельность. Поскольку минимальные и максимальные значения вызывают сомнения, этот промежуток времени можно оценивать не менее чем в 5,5 млн. лет и, наиболее вероятно, в 12—15 млн. лет.

[1] Смит и Незер, неоконченная работа, 1980, [2] Дж. Д. Обрадович, письменное сообщение, 1976. [3] Геохронологическая лаборатория, Кембридж, Массачусетс. [4] Отдельные зерна из этого образца дают разброс значений возраста от 17 до 50 млн. лет, этим объясняется большой доверительный интервал стандартного отклонения. [5] Датировка 18,2±0,9 млн. лет отличается от датировки более древних пород Клаймакса почти на 7 млн. лет, но расхождение для изученных зерен невелико, и, по-видимому, определения возраста обоснованны. Тем не менее были взяты повторные пробы пород, и вновь будут проведены независимые определения возраста.

внедрялись на Клаймаксе в продолжение 15 млн. лет в интервале 33—18 млн. лет назад (табл. 11), а на месторождении Юред — Хендерсон субвулканические риолиты и гранит-порфиры — в течение 5 млн. лет в интервале примерно 28—23 млн. лет назад [58]. Таким образом, интрузивная активность в северной части минерального пояса Колорадо не начиналась до того, как закончился известково-щелочной плутонизм в его северо-восточной части. Более того, интрузивы типа Клаймакс эпизодически внедрялись в течение таких продолжительных интервалов времени, что маловероятно, чтобы они могли быть дифференциатами верхнекорового известково-щелочного материала.

Связанные с рудой риолиты Маунт-Эммонс также имеют возраст около 17 млн. лет (Гейли, письменное сообщение, 1978), т. е. они на 10—12 млн. лет моложе самых молодых известных известково-щелочных пород центральной части минерального пояса Колорадо, гранодиоритового лакколита Крестед-Бьютт и штока кварцевых монцонитов Парадайс-Пасс (возраст обоих ~29 млн. лет [60]) и пород восточной части вулканического поля Элк (приблизительно 27 млн. лет [74]).

На вулканическом поле Сан-Хуан широко развитые андезитовые лавы и брекчии извергались приблизительно между 35 и 30 млн. лет назад. Последующие туфы и брекчиевые лавы образованы пепловым потоком приблизительно между 30 и 26 млн. лет назад, как и крупный батолит, который был внедрен в горизонты верхней части коры, и его самые верхние купола проникли со взрывом к поверхности, образовав широко распространившиеся туфы и большие кальдеры [53].

Позднее чем 26 млн. лет назад известково-щелочной магматизм быстро продвинулся к западу через западную часть США [12]. Приблизительно в это же время в вулканическом поясе Сан-Хуан начала образовываться бимодальная ассоциация базальтов и высококремнистых богатых щелочами риолитов [53].

Интерпретация в свете тектоники плит. В течение интервала времени между 80 и 40 млн. лет назад скорости сближения плит Северной Америки и восточной части Тихого океана быстро возрастали по мере того, как Северная Америка поворачивалась западнее, к юго-западу от Европы [11]. В результате увеличения на западной окраине континента скорости конвергенции падение субдуцирующих плит выполаживалось и известково-щелочной магматизм, связанный с субдукцией, мигрировал на восток [51]. Около 40—45 млн. лет назад скорости сближения плит Северной Америки и плиты Фараллон уменьшились [11, 12], субдукция замедлилась, силы сжатия ослабли, падение субдуцирующих плит делалось круче и известково-щелочной магматизм моложе 26 млн. лет изменил направление на западное, сначала медленно, затем с большей скоростью [12, 53, 51]. Когда около 30 млн. лет назад началось растяжение в рифтовой системе Рио-Гранде, его ориентировки, вероятно, были антипараллельны направлению ослабления конвергентного движения плит Фараллон и Северной Америки [18]. Это предполагает, что смена поздней субдукции ранним рифтогенезом включает уменьшение сдвигания, при этом залегание поддвигающейся плиты становилось круче, а в области тыловой дуги возникал диапиризм астеносферного материала, который компенсировал такое изменение залегания пластины [18, 51, 67]. Андезитовые магмы из поддвигающейся плиты, вероятно, обеспечивали источник тепла для частичного плавления в нижней части коры, это проявлялось в обширном, связанном с субдукцией известково-щелочном магматизме. Противоток астеносферного материала мог быть источником тепла для малообъемного фракционного плавления, которое породило материнские магмы типа Клаймакс и бимодальные риолиты.

Генетические аспекты. Пространственно магмо-гидротермальные систе-

мы типа Клаймакс ассоциируются с основными отрицательными гравитационными аномалиями северо-восточного простирания (рис. 35), указывающими на сложные верхнекоровые батолиты [6, 82, 4, 37]. Однако по времени образования интрузивы типа Клаймакс и рудные тела ассоциируются с ранней рифтовой системой Рио-Гранде на площади развития более ранних известково-щелочных батолитов. По составу поздние риолиты типа Клаймакс подобны аплитам и пегматитам известково-щелочной серии, но ранние породы типа Клаймакс со средним отношением $K_2O/Na_2O = 2$ (Трмп и Тпю, табл. 5) являются более калиевыми, чем типичные известково-щелочные дифференциаты, и подобны высококремнеземистым с высоким содержанием щелочей риолитам бимодальной базальтовой серии. Более того, изначальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах типа Клаймакс слишком низко (0,705—0,710) для того, чтобы они были богатыми Rb и бедными Sr дифференциатами более древних гранодиоритов минерального пояса Колорадо, которые имеют изначальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, равное 0,707 и выше [68]. Таким образом, по-видимому, породы типа Клаймакс, как и топазовые риолиты, описанные Бертом и др. [8], принадлежат к особому классу бимодальных или высококремнеземистых риолитов, обогащенных фтором и литофильными малыми элементами, и, вероятно, представляют собой гипабиссальные аналоги анорогенных гранитов.

Цилиндрические диапиры, радиальные и концентрические дайки, жилы, сбросы и трещины месторождений Клаймакс и Юред — Хендерсон указывают на то, что во время внедрения магм типа Клаймакс и образования ассоциирующихся с ними рудных тел преобладали относительно атектонические условия. Позднейшее эпейрогеническое поднятие [81] и значительное блоковое сбрасообразование вдоль рифта Рио-Гранде привели к главному нормальному смещению части рудного тела Сересko приблизительно на 2700 м вдоль падающего на запад сброса Москито [89].

Хотя связанный с рифтообразованием базальтовый вулканизм проявлялся около 26 млн. лет назад вдоль западной границы долины Сан-Луис [52] и 24 млн. лет назад на площади Флат-Топ, северо-западная часть Колорадо [47], внедрение пучков диапиров, сложенных риолитами Клаймакс или Ред-Маунтин, не сопровождалось никаким локальным базальтовым вулканизмом. Проявления базальтового вулканизма известны на Алкали-Крик, приблизительно в 16 км южнее Маунт-Эммонс, но они имеют здесь возраст около 10 млн. лет (Робинсон, письменное сообщение, 1979), т. е. приблизительно на 7 млн. лет моложе образования рудного тела Маунт-Эммонс.

Таким образом, рудные тела и магмы типа Клаймакс, по-видимому, образовались в течение относительно спокойного атектонического периода, который следовал за периодом связанного с субдукцией сжатия и известково-щелочного магматизма, но предшествовал связанному с рифтообразованием значительному растяжению и сбрасообразованию и происходил вне или перед проявлением известного локально развитого, связанного с рифтообразованием базальтового вулканизма.

Атектоническая диапировая модель. Мы предлагаем следующую модель для объяснения происхождения магм типа Клаймакс в штате Колорадо, учитывая пространственные, временные и композиционные ограничения, приведенные выше.

В течение и после процесса отступления известково-щелочного магматизма в западном направлении, связанного с субдукцией, мафическая магма (возможно, из астеносферы) поднялась на нижние или средние горизонты земной коры, где она вызвала частичное фракционное плавление высокометаморфизованных докембрийских пород среднего состава. Это фракционное частичное плавление должно было действовать на породы, которые не были до этого обеднены гранитными компонентами и несовместимыми рас-

сеянными элементами во время более ранних эпизодов нижнекорового частичного плавления, образовавшего магмы гранитов Силвер-Плум и известково-щелочных батолитов минерального пояса Колорадо. Таким образом, относящиеся к Клаймаксу эпизоды избирательного плавления, вероятно, происходили в предварительно нагретой неистощенной верхней части нижней коры, ниже более ранних батолитов, но выше уровня остаточного тугоплавкого материала, который отходил в нижнюю часть коры по мере того, как батолиты продвигались вверх.

Степень частичного плавления, результатом которого было формирование изначальной магмы типа Клаймакс, вероятно, была значительной, такой, что ранние магмы в толщах типа Клаймакс оказались калиевыми, имеющими высокие индексы дифференциации (91—92) и обогащенными несовместимыми рассеянными элементами, такими, как Mo, W, Sn, U, Th, Nb и Rb.

Незначительные порции относительно низкотемпературной риолитовой изначальной магмы могли скапливаться, образуя расплавленный слой. Из-за меньшей плотности слоя по сравнению с плотностью перекрывающих пород гравитационная неустойчивость такого расплавленного слоя должна была возрастать по мере того, как возрастали его мощность и объем. При некоторой критической мощности гравитационная неустойчивость этого расплавленного слоя должна была компенсироваться диапиризмом подобно тому, как компенсируется диапиризмом гравитационная неустойчивость глубоко погруженного слоя соли. Эта модель — упрощенный вариант модели, предложенной Маршем [56] для объяснения размещения вулканов вдоль островных дуг с точки зрения явления нестабильности Рэлея — Тейлора, которая наблюдается вдоль лентообразных расплавленных слоев на критических глубинах зон Беньоффа.

Сложная история многократного внедрения указывает на повторный диапиризм для любой интрузивной серии типа Клаймакс. Это предполагает, что последовательные диапиры образовались и поднялись вдоль ослабленных путей, возникших вследствие поднятия предшествующих диапиров, а также, что место глубокого расплавленного слоя было вновь заполнено при непрерывном частичном плавлении. Хотя диапиризм имел циклический характер, избирательное плавление могло быть непрерывным. Несмотря на это, систематическое возрастание со временем индексов дифференциации в породах типа Клаймакс предполагает, что существовал обычный слой магмы, который дифференцировался с течением времени, даже эпизодически уменьшаясь в мощности при диапиризме и непрерывно пополняясь снизу. Внутри этого слоя магмы, вероятно, преобладающим механизмом дифференциации было разделение на кристаллы и расплав. Постепенная кристаллизация и отделение плагиоклаза и щелочного полевого шпата делали остаточный расплав все более обедненным Ca, Sr и Ba и все более обогащенным Rb.

В условиях верхней части коры диапиры внедрялись в зоны возрастающих термических градиентов. Здесь, как описано Хилдретом [34], преобладающим механизмом дифференциации, вероятно, становилась термогравитационная диффузия, которая быстро приводила к значительному накоплению по направлению вверх летучих, кремнезема, щелочей и небольших высокозарядных катионов, таких, как Mo, W, Sn, Nb, U и Th.

На месторождении Клаймакс цикл внедрения повторялся по крайней мере четыре раза, на месторождении Хендерсон — пять раз, в системе Маунт-Эммонс — Редуэлл — три раза.

Эволюция рудообразования типа Клаймакс

Процесс рудообразования начался с внедрения на глубинах между 600 и 3000 м материнских интрузий, обогащенных водой, фтором и молибденом. Высокое давление воды отражено в наличии волнистых слоев кварца. Аномальное содержание фтора определяется по присутствию фтороносных минералов, последовательности кристаллизации и модальному составу минимального расплава, а аномальное содержание молибдена предполагается по наличию локальных зон вкрапленного молибденита.

Отделение водной фазы от кристаллизующегося расплава отражено в замещении фенокристаллов альбита ортоклазом. Накопление водной фазы проявлено в наличии зон микрографических структур, пегматитов и вкрапленного молибденита.

Отделение водного гидротермального флюида от материнских интрузий вызвало образование аплитовых оболочек при быстром остывании под давлением и жильных даек, с этим же процессом связано присутствие обломочных пород и уменьшение интенсивности гидротермального изменения в направлении от центра. Гидрорастрескивание предполагается по высокому флюидному избыточному давлению, которое определяется по газово-жидким включениям, и по сложности штокверкового пересечения жил.

Факт осаждения молибдена из гидротермального флюида проявляется в наличии на штокверковых молибденовых месторождениях кварц-молибденит-флюоритовых жил.

Модель массива Праймос лучше других учитывает рассмотренные здесь процессы рудообразования. Массив внедрился и раздробил вмещающий порфировый шток Юред. При последующем направленном внутрь остывании и фракционной кристаллизации магмы Праймос произошло обособление водной фазы, которая аккумулировалась на площадях, где теперь развиты микрографические структуры и пегматиты. Продолжительное накопление флюидов и возрастание гидравлического избыточного давления вызвали гидрорастрескивание зон закалки в массиве Праймос, а также окружающих порфиров Юред. После высвобождения рудообразующих флюидов, что проявилось в образовании части рудного тела Хендерсон, верхние порции магмы Праймос быстро охлаждались, образовав краевую фазу. При быстром остывании вместе с самозапечатывающейся кварц-молибденитовой минерализацией образовывался относительно непроницаемый щит, что позволяло процессу полностью повторяться многократно, до тех пор пока система не истощилась.

Мы полагаем, что эта модель подтверждает предположение о магматическом происхождении гидротермальных флюидов, которое впервые для месторождений типа Клаймакс было четко изложено Уоллесом и др. [89, 90].

Рудные тела типа Клаймакс имеют высокое содержание металла в руде вследствие совмещения многократных эпизодов выделения молибденита. Это наложение может произойти как вследствие выхода молибденоносного флюида из ряда последовательных интрузивов, возникающих на одном и том же уровне при процессах многократного внедрения, так и при выходе флюидов из последовательных фаз одной и той же интрузии, примером чего служит модель Праймос, или при их локальном отделении от обособленных частей внутри отдельной фазы какой-либо интрузии — механизм, особенно подходящий для образования сложной решетчатой системы пересекающихся жил, типичной для месторождения типа Клаймакс.

Благодарности

Мы весьма благодарны многим геологам месторождения Клаймакс за содействие. Серфейс и Брамбо помогли развить представление о многократных интрузиях и минерализации. Эйрхарт, Бейкер, Даусетт и Стейн содействовали написанию главы о структурном характере интрузивов. Сбор материала и анализ трещин на месторождении Ред-Маунтин — это работа Уэстджона. Дополнительные консультации, советы и темы для обсуждения были предложены Ле-Андерсеном, Картеном, Шэнноном, М. Герети, Лоуксом, Хейнике, Грисуолдом, Камилли, Аттербаком, Уордом и Майером. Стейн (рудник Клаймакс) и Хедж и Липман (Геологическая служба США) углубили объяснения по развитию магм типа Клаймакс. Иллюстрации выполнил Хейуорт.

Особую благодарность приносим Огдену Туэто за критический просмотр рукописи и администрации Climax Molybdenum Company, лично Людвигу, главному вице-президенту Western Operations, за постоянную поддержку при выполнении наших обязательств по изучению геологии молибденовых месторождений типа Клаймакс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Abbott R. N.*, Peritectic relations in the system An—Ab—Or—Qz—H_2O: Canadian Mineralogist, v. 16, p. 245—256, 1978.
2. *Bailey J. C.*, Fluorine in granitic rocks and melts: a review: Chem. Geology, v. 19, p. 1—42, 1977.
3. *Barker F., Wones D. R., Sharp W. N., Desborough G. A.*, The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite: Precambrian Research, v. 2, p. 97—160, 1975.
4. *Behrendt J. C., Bajwa L. Y.*, Bouguer gravity map of Colorado: U.S. Geol. Survey Geophys. Inv. Map GP-895, 1974.
5. *Bright M. J.*, Primary geochemical dispersion associated with the Henderson molybdenum deposit, Colorado (abs.): Econ. Geol., v. 69, p. 1177, 1974.
6. *Brinkworth G. L.*, A geophysical investigation of the Colorado Front Range mineral belt: Unpub. Ph. D. thesis, Colorado School of Mines, 251 p., 1964.
7. *Burnham C. W.*, Hydrothermal fluids at the magmatics stage, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart, and Winston, Inc., p. 37—76, 1967.
8. *Burt D. M., Bikum J. V., Christiansen E. H.*, Distribution and petrogenesis of topaz rhyolites, western U.S.A. (abs.): Geog. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 12, no. 7, p. 396, 1980.
9. *Butler B. S., Vanderwilt J. W.*, The Climax molybdenum deposit of Colorado: Colorado Sci. Soc. Proc., v. 12, no. 10, p. 309—353, 1931.
10. *Carmichael I.S.E., Turner F. J., Verhoogen J.*, Igneous petrology: New York, McGraw-Hill Book Co., 739 p., 1974.
11. *Coney P. J.*, Cordilleran tectonics and North American plate motion: Am. Jour. Sci., v. 272, p. 603—628, 1972.
12. *Coney P. J., Reynolds S. J.*, Cordilleran Benioff zones: Nature, v. 270, 403—406, 1977.
13. *Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.*, Rock-forming minerals, v. 1; New York, John Wiley and Sons, 333 p., 1963.
14. *Delevaux M. H., Pierce A. P., Antweiler J. C.*, New isotopic measurements of Colorado ore leads: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 550-C, p. C178—C186, 1966.
15. *Desborough G. A., Mihalik P.*, Accessory minerals in the igneous host of molybdenum ore, Henderson mine, Colorado: U. S. Geol. Survey Open-File Rept., OF-80-661, 19 p., 1980.
16. *Desborough G. A., Sharp W. N.*, Tantalum, uranium, and scandium in heavy accessory oxides, Climax molybdenum mine, Climax, Colorado: Econ. Geol., v. 73, p. 1749—1751, 1978.
17. *Doe B. R., Zartman R. E.*, Plumbotectonics, the Phunerozoic, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, John Wiley, p. 22—70, 1979.
18. *Eaton G. P.*, A plate tectonic model for late Cenozoic crustal spreading in the western United States, in: Riecker R. E., ed., Rio Grande rift: Tectonics and magmatism: Washington D. C., Am. Geophys. Union, p. 7—32, 1979.
19. *Evans D. L.*, The Climax molybdenum deposit, Climax, Colorado: Unpublished rept., Climax Molybdenum Co., 1940.

20. *Faure Gunter*, Principles of isotope geology: New York, John Wiley and Sons, 464 p., 1977.
21. *Fenn P. M.*, On the origin of graphic intergrowths (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 11, no. 7, p. 424, 1979.
22. *Ganster M. W.*, Evidence for the localized accumulation of hydrothermal fluids at the Henderson molybdenum deposit, Empire, Colo. (abs.), Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 8, no. 6, p. 880, 1976.
23. *Gaskill D. L., Rosenbaum J. G., King H. D., Meeves H. C., Bieniewski C. L.*, Mineral resources of the West Elk wilderness and vicinity, Delta and Gunnison Counties, Colorado: U.S. Geol. Survey Open-File Rept., 77—751, 111 p., 1977.
24. *Glyuk D. S., Anfiligov V. N.*, Phase equilibria in the system granite — H_2O — HF at a pressure of 1000 kg/cm²: Geochemistry Internat., v. 10, No. 3, p. 313—317, 1973.
25. *Goddard E. N., Glass J. J.*, Deposits of radioactive cerite near Jamestown, Colo.: Am. Mineralogist, v. 25, p. 381—404, 1940.
26. *Gunow A. J.*, The geochemistry of fluorine-rich micas at the Henderson molybdenite deposit: Unpub. M. S. thesis, Univ. Colorado, Boulder, 287 p., 1978.
27. *Gunow A. J., Munoz J. L.*, Evidence for high fluorine activity in magmatic and hydrothermal fluids at the Henderson molybdenite deposit, Colorado (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 9, p. 1000, 1977.
28. *Gunow A. J., Ludington S., Munoz J. L.*, Fluorine in micas from the Henderson deposit, Colorado: Econ. Geol., v. 75, p. 1122—1137, 1980.
29. *Haley D. F., Denver B. S.*, Molybdenite operations at Climax, Colo.: Am. Inst. Mining Metall. Engineers Trans., v. 61, p. 71—76, 1919.
30. *Hall W. E., Friedman I., Nash J. T.*, Fluid inclusion and light stable isotope study of the Climax molybdenum deposits, Colorado: Econ. Geol., v. 69, p. 884—901, 1974.
31. *Hawley C. C.*, Geology and beryllium deposits of the Lake George (or Badger Flats) beryllium area, Park and Jefferson Counties, Colorado: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 608-A, 44 p., 1969.
32. *Hawley C. C., Wobus R. A.*, General geology and petrology of the Precambrian crystalline rocks, Park and Jefferson Counties, Colorado: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 608-B, 77 p., 1977.
33. *Henderson J. B., Caldwell W.G.B., Harrison J. E.*, North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, Report 8, Amendment of code concerning terminology for igneous and high-grade metamorphic rocks: Geol. Soc. America Bull., v. 91, p. 374—376, 1980.
34. *Hildreth E. W.*, The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers: Geol. Soc. America Spec. Paper, 180, p. 43—75, 1979.
35. *Howell F. H., Schassberger H. T.*, Geology of the Climax ore body, Climax, Colorado: Unpublished rept., Climax Molybdenum Co., 119 p., 1953.
36. *Hudson T., Smith J. G., Elliot R. L.*, Petrology, composition, and age of intrusive rocks associated with the Quartz Hill molybdenite deposits, southeastern Alaska: Canadian Jour. Earth Sci., v. 16, 1805—1822, 1979.
37. *Isaacson L. B., Smithson S. B.*, Gravity anomalies and granite emplacement in west-central Colorado: Geol. Soc. America Bull., v. 87, p. 22—28, 1976.
38. *Ishihara Shunso*, Molybdenum mineralization at Questa mine, New Mexico, U.S.A.: Japan Geol. Survey Rept., 218, 64 p., 1967.
39. *Isuk E. E., Carman J. H.*, Remarkable molybdenite solubility in hydrous sodium disilicate liquids (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 8, no. 6, p. 937, 1976.
40. *Jahns R. H., Burnham C. W.*, Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites: Econ. Geol., v. 64, p. 843—864, 1969.
41. *Kamilli R. J.*, The genesis of stockwork molybdenite deposits: implications from fluid inclusion studies at the Henderson Mine (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 10, no. 7, p. 431, 1978.
42. *King R. U.*, Molybdenum in the United States: U.S. Geol. Survey Mineral Inv. Resource Map MR-55, 21 p., 1970.
43. *King R. U., Shawe D. R., MacKevett E. M., Jr.*, Molybdenum: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 820, p. 425—435, 1973.
44. *Kirkemc H., Anderson C. A., Creasey S. C.*, Investigations of molybdenum deposits in the conterminous United States, 1942—1960: U.S. Geol. Survey Bull., 1182E, 90 p., 1965.
45. *Koster Van Groos A. F., Wyllie P. J.*, Melting relationships in the system $NaAlSi_3O_8$—NaF — H_2O kilobars pressure: Journ. Geology, v. 76, p. 50—70, 1968.
46. *Kunz M. A., Brock T. N.*, Structure, petrology, and petrogenesis of the Treasure vault stock, Mosquito Range, Colorado: Geol. Soc. America Bull., v. 88, p. 485—479, 1977.
47. *Larson E. E., Ozima M., Bradley W. C.*, Late Cenozoic basic volcanism in northwestern Colorado and its implications concerning tectonism and the origin of the Colorado River system: Geol. Soc. America Mem., 144, p. 155—178, 1975.

48. *Laughlin W. W., Rehrig W. A., Mauger R. L.*, K-Ar chronology and sulfur and strontium isotope ratios at the Questa Mine, New Mexico: Econ. Geol., v. 64, p. 903—909, 1969.
49. *LeMaitre R. W.*, The chemical variability of some common igneous rocks: Jour. Petrology, v. 17, pt. 4, p. 589—637, 1976.
50. *Lindgren Waldemar*, Mineral deposits: New York, McGraw-Hill, 930 p., 1933.
51. *Lipman P. W.*, Cenozoic volcanism in the western United States: Implications for continental tectonics, in: Studies in geophysics: Continental tectonics: Washington, National Acad. Sci., p. 161—174, 1980.
52. *Lipman P. W., Mehnert H. H.*, Late Genozoic basaltic volcanism and development of the Rio Grande depression in the southern Rocky Mountains: Geol. Soc. America Mem., 144, p. 119—154, 1975.
53. *Lipman P. W., Doe B. R., Hedge C. E., Steven T. A.*, Petrologic evolution of the San Juan volcanic field, southwestern Colorado: Pb and Sr isotope evidence: Geol. Soc. America Bull., v. 89, p. 59—82, 1978.
54. *Lowell J. D., Guilbert J. M.*, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: Econ. Geol., v. 65, p. 373—408, 1970.
55. *McKenzie W. B.*, Hydrothermal alteration associated with the Urad and Henderson molybdenite deposits, Clear Creek County, Colorado: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. Michigan, 208 p., 1970.
56. *Marsh B. D.*, Island arc volcanism: Am. Scientist, v. 67, p. 163—172, 1979.
57. *Meyer Charles, Hemley J. J.*, Wall rock alteration, in: Barnes H. B., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart, Winston, Inc., p. 166—235, 1967.
58. *Naeser C. W., Izett G. A., White W. H.*, Zircon fission track ages from some middle Tertiary igneous rocks in northwestern Colorado (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 5, no. 6, p. 498, 1973.
59. *Nockolds S. R.*, Average chemical compositions of some igneous rocks: Geol. Soc. America Bull., v. 65, p. 1007—1032, 1954.
60. *Obradovich J. D., Mutschler F. E., Bryant B.*, Potassium-argon ages bearing on the igneous and tectonic history of the Elk Mountains and vicinity: A preliminary report: Geol. Soc. America Bull., v. 80, p. 1749—1756, 1969.
61. *Peacock M. A.*, Classification of igneous rock series: Jour. Geology, v. 39, p. 54—67, 1931.
62. *Peterman Z. E., Hedge C. W., Braddock W. A.*, Age of Precambrian events in the northeastern Front Range, Colorado: Jour. Geophys. Research, v. 73, p. 2277—2296, 1968.
63. *Price N. J.*, Fault and joint development in brittle and semibrittle rock: Oxford, Pergamon Press, The Commonwealth and International Library of Science, Technology, Engineering, and Liberal Sciences, 176 p., 1966.
64. *Rickwood P. C.*, On recasting analyses of garnet into endmember molecules: Contr. Mineralogy Petrology, v. 18, p. 175—198, 1968.
65. *Roedder E., Bodnar R. J.*, Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies: Ann. Rev. Earth and Planetary Sciences, v. 9, p. 263—301, 1980.
66. *Sharp James E.*, A molybdenum mineralized breccia pipe complex, Redwell Basin, Colorado, Econ. Geol., v. 73, p. 369—382, 1978.
67. *Sillitoe R. H.*, Types of porphyry molybdenum deposits: Mining Mag., v. 142, p. 550—553, 1980.
68. *Simmons E. C., Hedge C. E.*, Minor element and Sr-isotope geochemistry of Tertiary stocks, Colorado mineral belt: Contr. Mineralogy Petrology, v. 67, p. 379—396, 1978.
69. *Sims P. K., Gable D. J.*, Petrology and structure of Precambrian rocks, Central City quadrangle, Colorado: U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 554-E, 56 p., 1967.
70. *Smith R. P., Utterback W. C., Saal C. W.*, Petrography and structure of a post-ore rhyolite porphyry dike at Climax, Colorado (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 8, No. 6, p. 1112—1113, 1976.
71. *Snyder G. L.*, Intrusive rocks northeast of Steamboat Springs, Park Range, Colorado: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 1041, 42 p., 1978.
72. *Soregaroli A. E., Sutherland Brown A.*, Characteristics of Canadian Cordilleran molybdenum deposits: Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol. 15, p. 417—431, 1976.
73. *Sourirajan S., Kennedy G. C.*, The system H_2O — NaCl at elevated temperature and pressures: Am. Jour. Sci., v. 260, p. 115—141, 1962.
74. *Steven T. A., Mehnert H. H., Obradovich J. D.*, Age of volcanic activity in the San Juan Mountains, Colorado: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 575-D, p. D47-D55, 1967.
75. *Stevenson J. S.*, Molybdenum deposits of British Columbia: British Columbia Dept. Mines Bull., 9, 96 p., 1940.
76. *Sutherland Brown A.*, ed., Porphyry deposits of the Canadian Cordillera (Ney Vol.): Canadian Inst. Mining Metallurgy Special Vol., 15, 510 p., 1976.
77. *Thomas J. A., Galey J. T., Jr.*, Mt. Emmons, Colorado, molybdenum deposit (abs.): Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, 107th Ann. Mtg., Program, p. 44, 1978.
78. *Titley S. R., Hicks C. L.*, eds., Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tuscon, Arizona, Univ. Arizona Press, 287 p., 1966.
79. *Tuttle O. F., Bowen N. L.*, Origin of granite in the light of experimental studies in the

system $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — SiO_2— H_2O: Geol. Soc. America Mem., 74, 153 p. 1958.
80. *Tweto Ogden*, Scheelite in the Precambrian gneisses of Colorado: Econ. Geol., v. 55, p. 1406—1428, 1960.
81. *Tweto Ogden*, The Rio Grande rift system in Colorado, in: Rieker R. E., Rio Grande Rift: Tectonics and magmatism: Washington D. C., Am. Geophys. Union, p. 33—56, 1979.
82. *Tweto Ogden, Case J. E.*, Gravity and magnetic features as related to geology in the Leadville 30-minute quadrangle, Colorado: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 726-C, 31 p., 1972.
83. *Tweto Ogden, Sims P. K.*, Precambrian ancestry of the Colorado mineral belt: Geol. Soc. America Bull., v. 74, p. 991—1014, 1963.
84. *Van Alstine R. E.*, Continental rifts and lineaments associated with major fluorspar districts Econ. Geol., v. 71, p. 977—987, 1976.
85. *Vanderwilt J. W.*, Molybdenite deposits, in Finch J. W., ed., Ore deposits of the western states (Lindgren Vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Engineers, p. 570—573, 1933.
86. *Vokes F. M.*, Molybdenum deposits of Canada: Canada Geol. Survey Econ. Geology, Rept. 20, 332 p., 1963.
87. *Wallace S. R.*, The Henderson ore body — elements of discovery, reflections: Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers Transactions, v. 256, p. 216—256, 1974.
88. *Wallace S. R., Baker R. C., Jonson D. C., Mackenzie W. B.*, Geology of the Climax molybdenum deposits, a progress report, in: Weimer R. J., Haun J. D., eds., Guide to the geology of Colorado: Denver, Rocky Mountain Assoc. Geologists, p. 238—252, 1960.
89. *Wallace S. R., Muncaster N. K., Jonson D. C., MacKenzie W. B., Bookstrom A. A., Surface V. E.*, Multiple intrusion and mineralization at Climax, Colorado, in; Ridge J.D., ed., Ore deposits of the United States, 1933—1967 (Graton-Sales Vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 605—640, 1968.
90. *Wallace S. R., MacKenzie W. B., Blair R. G., Muncaster N. K.*, Geology of the Urad and Henderson molybdenite deposits, Clear Creek County, Colorado, with a section on a comparison of these deposits with those at Climax, Colorado: Econ. Geol., v. 73, p. 325—368, 1978.
91. *White W. H., MacKenzie W. B.*, Hydrothermal alteration associated with the Henderson molybdenite deposit, Colorado (abs.): Econ. Geol., v. 68, p. 142, 1973.
92. *White W. H., Stewart D. R., Ganster M. W.*, Adanac (Ruby Creek): Canadian Inst. Mining Metallurgy Spec. Vol. 15, p. 476—483, 1976.
93. *Whitney J. A., Stormer J. C.*, The distribution of $NaAlSi_3O_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations: Am. Mineralogist, v. 62, p. 687—691, 1977.
94. *Yoder H. S., Stewart D. B., Smith J. P.*, Ternary feldspars: Carnegie Inst. Washington Year Book 56, p. 206—217, 1957.
95. *Zahony S.*, Chemical controls of molybdenum ore formation: Unpub. rept., Climax Molubdenum Co., 20 p., 1968.

СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

М. Т. Эйнауди, Л. Д. Мейнерт, Р. Дж. Ньюберри

Краткое содержание

Скарн состоит из грубозернистых Ca-Fe-Mg-Mn-силикатов, образующихся путем замещения карбонатсодержащих пород при контактовом метаморфизме и метасоматозе. Главными процессами, приводящими к возникновению скарна, являются метаморфическая перекристаллизация нечистых карбонатных пород, реакция биметасоматоза между литологически различными породами и инфильтрационный метасоматоз под действием гидротермальных флюидов магматического происхождения. Рудные месторождения, в которых роль рудовмещающей породы играет скарн и которые называются скарновыми месторождениями, могут формироваться при любом сочетании вышеперечисленных процессов. Однако считается, что большинство крупных скарновых месторождений мира относятся к магматогенно-гидротермальным системам; они и будут рассмотрены в настоящей статье. Скарновые месторождения являются самыми многочисленными и разнообразными среди всех типов минеральных месторождений; тем не менее, несмотря на их разнородность, они обнаруживают характерные геологические, петрологические и минералогические особенности, которые позволяют их классифицировать и направленно детально изучать.

В основу большинства рациональных классификаций скарнов положены преобладающие в них ассоциации известково-силикатных минералов. Так, скарн, который замещает доломит, в основном состоит из магнезиальных силикатов, таких, как форстерит и серпентин, и называется магнезиальным скарном. Скарн, замещающий известняк, сложен главным образом Fe-Ca-силикатами, такими, как андрадит и геденбергит, и носит название известкового скарна. В то же время скарновые месторождения лучше всего классифицировать на основе ведущего промышленного металла; в данной статье рассматриваются шесть главных подклассов месторождений, содержащих Fe, W, Cu, Zn — Pb, Mo и Sn. Хотя все подклассы могут быть связаны и с магнезиальными, и с известковыми скарнами, магнезиально-скарновые W-, Cu- и Zn-Pb-месторождения все же заметно более редки. Разновидности в пределах подклассов скарновых месторождений выделяются в зависимости от типа магмы, глубины образования, восстановительной способности и состава вмещающих пород, удаленности карбонатного горизонта от магматического источника и степени участия метеорных вод. Эти факторы могут комбинироваться, обусловливая непрерывные переходы между некоторыми разновидностями.

Большинство скарновых месторождений имеют мезозойский или более молодой возраст. К немногочисленным примерам месторождений палеозойского возраста относятся W- и Sn-скарны, которые можно объединить в группу, образовавшуюся на относительно большой глубине. Многочисленные мезозойские месторождения представлены всеми типами скарнов, однако в третичное время преобладали скарновые месторождения Cu и Pb — Zn, которые в большинстве случаев формировались в близповерхностных условиях. Вероятнее всего, такое распределение во времени отражает скорее различия в уровнях эрозионного среза, чем эволюцию рудообразующих процессов.

Известково-магнетитовые скарновые месторождения представляют собой единственный тип скарна, встречающийся в районах океанических островных дуг. Они широко распространены на Урале, Филиппинах и в прибрежной части Британской Колумбии. К их характерным особенностям относятся следующие: 1) связь с эпизональными диоритовыми штоками, внедрившимися в комагматичные бальзаты — андезиты; 2) наличие богатых железом известково-силикатных рудовмещающих образований, состоящих из эпидота, гранднта, ферросилита, а также ретроградных хлорита и актинолита, которые отражают

M. T. Einaudi. Department of Applied Earth Sciences, Stanford University, Stanford, California 94305. *L. D. Meinert.* Department of Geology, Washington State University, Pillman, Washington, 99164. *R. J. Newberry.* Department of Applied Earth Sciences, Stanford University, Stanford, California 94305.

промежуточную степень окисленности; 3) широкое эпидот-пироксеновое или альбит-скополитовое изменение плутонических и вулканических пород; 4) низкое содержание сульфидов; 5) наличие ряда второстепенных металлов, таких, как Cu, Zn, Co и Au. Небольшое количество сульфидов отражает низкую степень сульфидизации. Сульфиды представлены пирротином, арсенопиритом, халькопиритом и сфалеритом; кобальтин и борнит, как правило, встречаются очень редко. В отличие от этого магнезиально-магнетитовые скарновые месторождения обычны в орогенических поясах окраин континентов и связаны с мезозональными и эпизональными кислыми плутонами; они присутствуют в большинстве районов развития скарновых месторождений сульфидов цветных металлов, где имеется доломит. В этом случае высокое содержание магнетита обусловлено связью не с магматическими, а скорее с доломитовыми породами, в которых богатые железом известково-силикатные минералы неустойчивы. На внутреннюю диопсид-шпинелевую и внешнюю форстерит-кальцитовую зоны ранней высокотемпературной стадии при более низких температурах накладывается минерализация, представленная гумитом, боратами, магнетитом, флогопитом и серпентином. Небольшое количество сульфидов, представленных пирротином, пиритом, халькопиритом и сфалеритом, отражают промежуточные ступени сульфидизации. Среди месторождений этого типа обычно обнаруживаются переходные разности к Cu-скарнам.

Вольфрамовые скарны и скарны сульфидов цветных металлов (Cu, Zn — Pb, Mo) наиболее характерны для орогенических поясов окраин континентов; полагают, что они связаны с магмой I-типа, обусловленной субдукцией. Скарновые месторождения вольфрама, как правило, ассоциируются со штоками и батолитами грубозернистых гранодиоритов и кварцевых монцонитов, внедрившимися в эвгеосинклинальные толщи, сложенные известняками, сланцами, а иногда и вулканическими породами. На контактово-метаморфический и реакционный скарны накладывается стратиформный метасоматический известковый скарн, состоящий из гранат-пироксеновой (±шеелит) и внешней волластонит-везувиановой зон в мраморах и пироксен-плагиоклаз-эпидотовой зоны в плутонах и пелитовых роговиках. Зоны, сложенные гидросиликатами, в частности биотитом и роговой обманкой с акцессорными кварцем, полевым шпатом и кальцитом, пересекают ранние скарны и обычно содержат большие количества шеелита и сульфидов. Известково-вольфрамовые скарны по своему минеральному составу, глубине образования и составу вмещающих пород образуют непрерывный ряд между двумя конечными членами: типами, характеризующимися восстановительным состоянием (восстановленный тип — reduced type), образующимися в карбонатных вмещающих породах и (или) на больших глубинах, и окисленными типами (oxidized types), формирующимися в некарбонатных или гематитовых вмещающих породах и (или) на меньших глубинах. Типоморфные минералы восстановленных типов отражают слабо окислительные условия (это, например, пироксен геденбергитового состава, гранат альмандинового ряда, богатые железом биотит и роговая обманка, магнетит) и условия пониженной сульфидизации (например, пирротин, редкий пирит и следы самородного висмута). Типоморфные минералы окисленных типов свидетельствуют об умеренно-окисленных условиях (например, пироксен салитового состава, гранат андрадитового ряда, эпидот) и условиях умеренной сульфидизации (пирит, второстепенный пирротин, следы висмутина). В общем вольфрамовые скарны и скарны с Cu- и Zn-Pb-оруденением в корне отличаются друг от друга по геологии и минеральному составу; эти различия указывают на то, что образование вольфрамовых скарнов происходило при относительно более высоких температурах и на большей глубине, чем формирование скарнов с сульфидами цветных металлов.

Большинство Cu-скарновых месторождений связано с эпизональными штоками гранодиоритов и кварцевых монцонитов в континентальной коре; известны лишь немногие их проявления в районе океанических островных дуг, где они связаны с кварц-диоритовыми и гранодиоритовыми плутонами. В целом группа Cu-скарновых месторождений характеризуется ассоциацией с кислыми гипабиссальными штоками с порфировой текстурой, расположением поблизости от контактов этих штоков, высоким отношением гранат/пироксен, минеральными ассоциациями несколько окисленного характера (например, гранат андрадитового ряда с диопсидом, магнетит с гематитом) и средними до высоких содержаниями сульфидных минералов, соответствующих средней степени сернистости (например, пирит — халькопирит, второстепенный теннантит, сфалерит). Внутри этого класса могут наблюдаться непрерывные переходы между 1) более мелкими телами Cu-скарнов, которые связаны с неизмененными пустыми штоками и подвержены относительно слабым ретроградным изменениям, и 2) более крупными телами Cu-скарнов, которые ассоциируются с измененными и минерализованными медно-порфировыми штоками и обычно обнаруживают наличие более богатого железом граната, широкое развитие ретроградных изменений и высокое содержание сульфидов. Некоторые скарны, разрабатываемые на медь, содержат еще ряд металлов, в том числе W, Mo, Bi, Zn и Au, и характеризуются развитием ассоциаций минералов менее окисленного типа (например, грандита с ферросалитом), чем минералы, перечисленные выше; среди этих месторождений имеются типы, переходные или к окисленным вольфрамовым, или к некоторым Mo-содержащим скарнам.

Известково-скарновые Zn-Pb-месторождения образуются на средних и поздних стади-

ях развития орогенических поясов окраин континентов и связаны с гранодиоритовым и гранитным магматизмом. Эти скарны характеризуются приуроченностью к структурным или литологическим контактам, но располагаются на некотором расстоянии от плутонических контактов; им свойственно высокое отношение пироксен/гранат, наличие характерных минералов, богатых Mn и Fe (например, раннего пироксена йохансенитового состава, второстепенного граната андрадитового ряда и поздних бустамита, родонита, даннеморита и ильваита), а также широкое развитие сульфидов (например, сфалерита, галенита, пирротина) преимущественно в ассоциации с пироксеном, а не с гранатом или другими силикатными минералами. Разновидности в пределах этого класса могут быть выделены по степени удаленности месторождения от материнского плутона. Близко расположенные скарновые Zn-Pb-месторождения богаты Mn, содержат больше сульфидов в скарне, чем в руде, заместившей известняк, и обнаруживают бо́льшую величину отношения гранат/пироксен и меньшее значение отношения Pb/Cu, чем удаленные скарновые месторождения. Для последних обычно характерно сосредоточение основной руды в карбонатной жильной массе вдали от скарновой зоны; они могут быть связаны с некоторыми пологозалегающими и жильными Pb-Zn-Ag-месторождениями. Важным фактором при формировании скарновых Zn-Pb-месторождений является длина пути гидротермальных флюидов от источника до реагирующего с ними известняка; от этого зависит, насколько флюиды будут обеднены Mg, Al и Cu и относительно обогащены Mn, Fe, Zn и Pb.

Оловянные скарны связаны с ильменитовыми сериями гранитов как типа I, так и типа S, внедрившихся в конце орогенического цикла развития континентальных магматических дуг или образовавшихся в условиях относительно стабильных кратонов или кратонов с зарождающимися рифтами. Граниты обычно затронуты грейзенизацией, связанной с развитием месторождений литофильных элементов. Магнезиальные Sn-скарны в своем развитии проходят несколько последовательных стадий, а именно: 1) раннюю скарновую стадию (шпинель, пироксен и форстерит), 2) промежуточную оловянно-боратную стадию (флогопит, магнетит и оловосодержащие Fe-Mg-бораты) и 3) позднюю касситеритовую стадию (касситерит, флюоборит, магнетит и слюды). В позднюю стадию обычно отлагается небольшое количество сульфидов низкой степени сернистости — арсенопирит, пирротин, галенит и сфалерит. В некоторых местах в среднюю стадию происходит наложение известкового скарна, представленного магнетитом, везувианом и оловосодержащим андрадитом. Направленность эволюции известковых Sn-скарнов сходна с описанной выше; при этом Sn не отлагается в виде касситерита до тех пор, пока температура не станет относительно низкой, а среда кислой. На ранней стадии развития известковых скарнов образуются Sn-содержащий андрадит, волластонит и малайит (например, в Японии, Западной Малайзии) или везувиан — магнетит — флюорит, пироксен геденбергитового состава и грандит спессартинового ряда (например, на Тасмании и Аляске). В течение более поздних стадий Sn высвобождается в связи с преобразованием андрадита — малайита в касситерит, кальцит, кварц и флюорит и везувиана — пироксена — грандита во флюорит, амфибол, флогопит, турмалин и магнетит. В обоих типах Sn-скарна количество касситерита (а следовательно, содержание извлекаемого олова) прямо зависит от степени ретроградных изменений. Богатые оловом залежи в виде массивных замещенных сульфидами тел среди доломитов (например, Ренисон-Белл, Тасмания) могут представлять собой низкотемпературный удаленный от интрузии аналог магнезиальных Sn-скарнов.

Все изложенное выше показывает, что существует широкая корреляция между содержанием металла в скарнах и связанными с ними магматическими породами, а также тектонической обстановкой. Более мафические типы магматических пород на океанических островных дугах обусловливают образование богатых железом (магнетитовых) скарнов со значительными содержаниями Cu, Co и Au; промежуточная магма вплоть до силикатной известково-щелочной магмы континентальных окраин производит W-скарны и в небольшом количестве Zn-скарны на средних глубинах и Fe-, Cu-, Mo-, Pb- и Zn-скарны в гипабиссальных условиях; претерпевшие более длительную эволюцию гранитные магмы в поздне- и посторогенной континентальной обстановке вызывают образование Sn-, W-, Mo-, Zn-, Be- и F-скарнов. Эти ассоциации являются неопровержимым свидетельством преобладающей роли магматического источника металлов при формировании скарновых месторождений. Существуют связи между общим составом скарна, составами гранатов и пироксенов и количеством сульфидов и степенью их сернистости. В общем скарновые месторождения можно классифицировать, беря за основу ассоциации известковых силикатов и окислов железа. В результате получается шкала, указывающая на увеличивающуюся степень окисленности; на восстановленном конце этой шкалы размещаются W- и Sn-скарны, а на окисленном — Fe- и Cu-скарны. Корреляция между этой шкалой и степенью сернистости присутствующих сульфидов определяется трендом, идущим от пирротина, самородного висмута и арсенопирита в более восстановленных скарнах до больших количеств пирита в более окисленных скарнах. Менее прямая корреляция существует между окислительно-сульфидным состоянием скарновых месторождений и комбинацией факторов, включающих глубину, восстановительную способность вмещающих пород и внутреннее окисленное состояние магмы. В общем восстановленный и низкосернистый конец шкалы коррелируется с более восстановленными магмами S-типа (или ильменитовых серий) и с

магмами I-типа (или магнетитовых серий) средних глубин, в то время как окисленные и высокосернистые месторождения соответствуют более окисленному I-типу магм гипабиссальных глубин. Подобные корреляции остаются важной областью исследований будущего и должны быть использованы для более углубленного изучения поведения фтора, хлора, серы и металлов во время поздних стадий магматических процессов.

Главной общей чертой скарновых месторождений является характер их эволюции. В основе вариаций содержания металла, магматических ассоциаций, тектонической обстановки и минералогии, о чем говорилось выше, лежат общие процессы, а именно: 1) в существенной мере изохимический контактовый метаморфизм во время внедрения магмы, 2) образование метасоматического скарна и первичное рудоотложение во время кристаллизации магмы, первоначального охлаждения плутона и развития рудного флюида и 3) ретроградное изменение скарна и продолжающееся рудоотложение во время окончательного охлаждения всей системы. Минеральные зоны каждой последующей стадии, как правило, пересекают более ранние зоны вследствие перемещения гидротермальных каналов в процессе развития геологической структуры. Метасоматические минералы обычно обрастают метаморфические зерна или проникают в них в виде прожилков и в свою очередь могут, разрушаясь, превращаться в полиминеральные смеси во время процесса ретроградного изменения. Степень развития каждой из стадий широко варьирует от класса к классу. Так, продукты метаморфической стадии в мезозональных скарнах, располагающихся на контактах плутонов (например, в W-скарнах), развиты более интенсивно, чем в эпизональных скарнах, возникающих на некотором удалении от плутонов (например, в периферических Zn-Pb-скарнах). С другой стороны, развитие ретроградной стадии в эпизональных скарнах на контактах штоков (например, в скарнах, ассоциирующихся с медно-порфировыми образованиями) проявлено более интенсивно, чем в эпизональных периферических скарнах (например, в Zn-Pb-скарнах) или в мезозональных скарнах (например, в W-скарнах).

Детальные полевые и петрографо-аналитические исследования, проводившиеся в комбинации с изучением газово-жидких включений и стабильных изотопов, позволили установить *P-T-X*-условия эволюции скарнов. Образование скарнов начинается при температурах от 650 до 400 °С; повышение температуры более характерно для глубинной (1—3 кбар), чем для близповерхностной обстановки (0,3—1 кбар). Метасоматический флюид отличается низким содержанием CO_2 (X_{CO_2} менее 0,1) и умеренной соленостью (10—45% NaCl-эквивалента). Вскипание, по-видимому, более характерно для близповерхностных условий, но этот вопрос исследован недостаточно. Присутствие серы обычно приписывается магматическим или глубинным, но не местным источникам, а происхождение H_2O связывается с магматическим источником для ранних стадий и с магматическим $\pm$ метеорным источниками для поздних ретроградных стадий некоторых месторождений. Картина прогрессивной скарновой зональности объясняется развитием инфильтрационного метасоматоза; сопровождающая его диффузия во флюидах в межзерновом пространстве играет второстепенную роль.

Для объяснения характера зональности обычно используются модели диффузии, построенные на основе градиентов активности компонентов. Однако такие модели имеют ограниченное применение и пригодны только для интерпретации зонального обрамления одностадийных жил; в случае же сложной картины минеральной зональности на крупных скарновых месторождениях они недостаточны. Точное определение градиентов температуры и состава растворов требует более полных экспериментальных и теоретических данных о термодинамических свойствах сложных твердых растворов минералов. Отложение сульфидов обычно имеет место после основного периода формирования скарна в связи с падением температуры, локальными окислительно-восстановительными реакциями, обусловленными предпочтительной ассоциацией сульфидов с определенными известково-силикатными зонами, или нейтрализацией флюида на контакте с мрамором. Фактором, ограничивающим количественную интерпретацию отложения сульфидов в скарнах, является отсутствие экспериментальных исследований растворимости сульфидов в системах, находящихся под буферным воздействием известковых силикатов скарнов.

Введение

Скарновые месторождения служат основными мировыми источниками вольфрама, главными источниками и важными поставщиками железа, молибдена и цинка и второстепенными источниками кобальта, золота, серебра, свинца, висмута, олова, бериллия и бора. Скарны являются также месторождениями таких индустриальных минералов, как графит, асбест, волластонит, магнезит, флогопит, тальк и флюорит. Этот широкий спектр видов сырья, образующихся в самой различной геологической обстановке,

объединен под названием «скарновые месторождения», в основе формирования которых лежит генетический процесс, включающий метасоматическое замещение преимущественно карбонатных пород силикатами Ca, Fe, Mg и Mn.

Содержание металла и минералогия скарновых месторождений, как и в случае любого гидротермального месторождения, являются функцией нескольких факторов, среди которых к важнейшим относятся тектоническое положение, характер магмы, состав метасоматического флюида в источнике и природа среды, в которую этот флюид инфильтрирует. Одна из самых важных задач, стоящих перед исследователями рудных месторождений,— необходимость разобраться, что́ собой представляют эти флюиды и как они взаимоотносятся друг с другом. Цель настоящей обзорной статьи — показать, как понимают природу скарнов в настоящее время. Основой для этого послужили, за малым исключением, классические работы начала текущего столетия [264, 22, 23, 441, 442, 141, 236, 365]. В общем большинство современных работ носят аналитический характер, опираются на данные многочисленных экспериментальных и теоретических исследований; их авторы пытаются количественно обосновать метасоматические и петрологические процессы.

В данном обзоре мы намеренно ограничили себя рассмотрением только тех скарновых месторождений, которые разрабатываются на определенные металлы и которые могут быть отнесены к магматогенно-гидротермальным; исключены скарны метаморфического происхождения и скарновые месторождения индустриального сырья. Мы тщательно изучили литературу, посвященную более чем 285 скарновым месторождениям; в качестве примера было выбрано 130 лучше всего изученных объектов, и данные по их геологии и минералогии обобщены в таблицах. Скарновые месторождения разделены по ведущему промышленному металлу на шесть основных подклассов, включающих месторождения железа, вольфрама, меди, цинка — свинца, молибдена и олова. Разновидности в пределах подклассов выделяются в зависимости от типа магмы, условий образования и состава вмещающих пород.

Главными источниками, вдохновившими авторов написать настоящую статью, явились обобщающие работы В. И. Смирнова [393], В. А. Жарикова [470] и Фана [330]. Важным для нас были также обзорные статьи, посвященные 1) размещению скарнов в Японии [455, 373, 376], в северо-западной Канаде [97, 102] и Тоскане [420]; 2) особенностям вольфрамовых скарнов на западе США [219], медных скарнов, связанных с порфирами, на северо-западе Северной Америки [114] и оловянных скарнов в Восточной Малайзии [186] и на Чукотке [3]; 3) структурному контролю скарновых месторождений [237]; 4) минералогии и петрологии скарновых месторождений [57, 59, 60].

Метаморфические и метасоматические скарны и скарновые месторождения. Термин «скарн» возник в центральной Швеции, где он применялся горняками для обозначения грубозернистой известково-силикатной жильной породы, связанной с железной рудой [139]; позднее им воспользовался Гольдшмидт [141] в своем классическом труде о районе Христиания (Осло) в Норвегии. С тех пор этот термин широко использовался для обозначения разностей известково-силикатных пород, которые обогащены кальцием, железом, магнием, алюминием и марганцем (вне зависимости от того, связаны ли они с экономически интересными минералами или нет) и которые образовались путем замещения первичных богатых карбонатами пород. К главным процессам, которые, как полагают, могут объяснить такого рода замещения, относятся:

1. Метаморфическая перекристаллизация мраморов, сланцеватых известняков или богатых металлами силикатно-карбонатных пород, происходящая

с незначительным привносом химических компонентов или без него. Процесс связывается с образованием «известково-кремнистых роговиков», «перекристаллизованных скарнов» или «скарноидов» [470].

2. Локальный обмен компонентами между литологически несходными породами во время регионального метаморфизма высокой ступени или контактового метаморфизма. Этот процесс, впервые описанный Магнуссоном [279] и Эсколой [121], сегодня связывают с образованием «реакционных скарнов» [279], «скарнов локального обмена» или «биметасоматически-диффузионных скарнов» [243, 244] и «известково-силикатных слоев» [447]. Обычно считается, что все эти породы формируются в результате диффузионных процессов.

3) Локальный обмен компонентами при высоких температурах между магмой и боковыми породами, в результате чего возникают «первичные скарны» [434, 455] или «скарны магматической стадии» [327].

4) Крупномасштабное перемещение компонентов в широком температурном интервале между гидротермальными флюидами (преимущественно, как обычно предполагают, магматического происхождения) и главным образом карбонатными породами, что приводит к образованию «скарнов»», «вторичных скарнов», «замещенных скарнов» или «рудных скарнов» [455] и «скарнов постмагматической стадии» [327]. Образование скарнов этого типа служит примером инфильтрационных процессов.

Все вышеперечисленные процессы самостоятельно или в комбинации друг с другом могут приводить к формированию скарнов. Первый процесс метаморфический, и при нем не происходит привноса компонентов в осадочную систему; массоперенос нелетучих компонентов имеет лишь локальное значение. Второй процесс также метаморфический, но только если его рассматривать в масштабе всей сложнопостроенной толщи переслаивающихся литологических разностей скарнообразующих пород; в локальном масштабе процесс включает метасоматический перенос на расстояния до нескольких десятков сантиметров. Согласно гипотезе скарнообразования Бартоломе [25], с обоими процессами связан один из конечных членов, который этим автором был назван термометаморфическим скарном. Третий и четвертый процессы включают привнос компонентов в водной фазе извне в осадочную толщу под воздействием магмы и, в соответствии с гипотезой Бартоломе [25], относятся к главному конечному члену, который назван метасоматическим скарном.

Рудные месторождения в скарнах располагаются обычно на контакте или вблизи него между интрузивными плутонами и осадочными породами или на удалении в трещинах среди карбонатных пород. В старой литературе такие месторождения относили к «гидротермально-метаморфическим» [264], «тактитовым» [171] и «пирометасоматическим» [265]; в современных руководствах они определяются как «магматогенно-метаморфические» [318] или «контактово-метасоматические» [207]. Однако ни один из этих терминов не подходит, так как магматические контакты не всегда имеются, а иногда в них даже нет необходимости; образование месторождений происходит в широком интервале температур, и относительная значимость метаморфических и метасоматических процессов не определена ни для отдельных месторождений, ни для всего класса в целом. Мы примем предложение Фана [330], Берта и Лондона [61] и Танелли [420] и будем называть эти месторождения просто «скарновые месторождения», т. е. использовать термин, свободный от генетического смысла.

Метаморфические и метасоматические конечные члены. Поскольку скарны, как тип пород, состоящих в основном из известково-силикатных минералов, могут формироваться как при чисто метаморфических, так и при чисто метасоматических процессах, между конечными членами, возникающими

в ходе этих процессов, может располагаться целый ряд промежуточных скарновых месторождений. Например, железорудные залежи района Арендаль на юге Норвегии являются частью высокометаморфизованной (силлиманит-кордиеритовая фация) толщи, состоящей из кварцитов, слюдистых кристаллических сланцев, гнейсов, карбонатных пород, а также чарнокитов гранулитовой фации. Гранат-пироксен-магнетитовое месторождение залегает в пределах одного стратиграфического горизонта и интерпретируется Бугге [53] как реакционный продукт, возникший по богатым железом карбонатным и силикатным породам в процессе гранулитовой стадии метаморфизма, после которой последовали ретроградные изменения эпидот-амфиболитовой стадии метаморфизма. Железорудные месторождения в скарнах гренвиллского возраста на северо-западе гор Адирондак также могли сформироваться при метаморфических процессах [51, 80].

Метаморфизм пород вулканогенно-осадочных серий, обогащенных такими металлами, как марганец и цинк, также мог дать ассоциации скарновых минералов, примером чему служат метаморфизованные стратиформные сульфидные месторождения Брокен-Хилл (Австралия) и Франклин (Нью-Джерси). Сходными являются марганцовые руды месторождений Лонгбан (Швеция) [280], Нода — Тамагава (Япония) [455] и Буритирама (Бразилия) [328]. По характеру марганцовых силикатов, включающих пироксен йохансенитового состава, гранат спессартинового ряда, родонит, даннеморит и родохрозит, эти месторождения аналогичны некоторым скарновым месторождениям кайнозойского возраста, образовавшимся в чистых известняках (например, Линчберг в Нью-Мексико [436]). Другие возможные примеры метаморфических скарнов приведены В. И. Смирновым [393]; среди них Ковары (Польша), Дивриги (Турция) и Остероде (ФРГ).

Сходное происхождение предполагается для руд в скарнах центральной Швеции, но такая интерпретация осложняется присутствием там синтектонических гранитов. Железные руды рудника Персберг и марганцовые руды Лонгбана могли возникнуть в результате чисто термального метаморфизма, однако в Ориярви [120] и Фалуне [158] могли иметь важное значение некоторые метасоматические явления, связанные с внедрением гранитов. Это скарны в основном магнезиального типа с тремолитом, гумитом, флогопитом, форстеритом и баритом. Сульфидсодержащие известковые скарны типа Оммеберг [280] связаны, очевидно, с еще более молодыми проявлениями метаморфизма высоких ступеней и с образованием мигматитовых гранитов. Они приурочены к мигматитовому фронту вне зоны жильных гнейсов и гранитов и состоят из диопсида, граната, роговой обманки, волластонита, везувиана, пирротина, сфалерита и галенита. Магнуссон считает такую ассоциацию скарновых минералов примером комбинации реакционных и метасоматических продуктов, включающих образования, возникшие в результате ремобилизации более ранних рудных компонентов. Более поздний ретроградный процесс привел к возникновению больших масс магнетита, сопровождающегося флогопитом, клиногумитом, амфиболом и небольшими количествами ловигита и пирротина.

Молибденсодержащие скарны в пределах области развития регионального метаморфизма высоких ступеней в провинции Гренвилл Канады также обнаруживают признаки, указывающие на их родство с пегматитами и явлениями, происходившими на контактах с разгнейсованными гранитами. Минералогия месторождений обычна; здесь развиты темно-зеленый пироксен, скаполит, тремолит, флогопит, пирротин, пирит и молибденит. Это, как правило, небольшие месторождения; например, наиболее крупное из всех месторождение Киркхем заключает 280 000 т руды с содержанием MoS_2 от 0,25 до 0,4% и примесями меди и урана [449].

Вышеприведенные примеры месторождений, находящихся в самой

различной геологической обстановке, указывают на непрерывность переходов между чисто метаморфическими процессами и комбинацией метаморфических и метасоматических процессов. Все эти объекты могут рассматриваться как скарновые месторождения. В некоторых случаях условия, при которых возникал рудный флюид, были метаморфическими, а рудные компоненты мобилизовывались неким процессом выщелачивания из мест прежней их концентрации. Возникшее таким образом месторождение может не отличаться в минералогическом и петрологическом отношении от конечного продукта взаимодействия преимущественно магматогенно-гидротермального флюида с карбонатными породами. Это связано с тем, что гидротермальные флюиды различного происхождения приобретают после достаточно активного взаимодействия с геологической средой сходные черты, что приводит в конце концов к одинаковым результатам. В основу схемы двух конечных членов при трактовке генезиса скарновых месторождений — термометаморфического и метасоматического — положен источник компонентов. В настоящее время при определении этого источника мы вынуждены прибегать к качественным и умозрительным геологическим рассуждениям. Так, имеются данные, что на Скандинавском щите металлы и компоненты жильных минералов присутствовали в породах местного осадочного разреза до образования скарнов; в Провинции Бассейнов и Хребтов на западе США можно наблюдать такие пространственно-временные соотношения скарновых месторождений и кварцмонцонитовых плутонов, которые показывают, что большинство компонентов поступали не из окружающих осадочных пород, а, возможно, из магматического источника. Однако даже в этих случаях имеются многочисленные свидетельства того, что некоторые компоненты в скарнах являются местными дериватами и не привнесены из магматической системы. Таким образом, мы приходим к заключению, что гидротермальные флюиды, вовлеченные в образование минеральных месторождений, могут приобретать растворенное в них вещество многими путями и что, следовательно, схема классификации, основанная только на источнике компонентов, непригодна. При состоянии наших современных знаний наиболее приемлемые классификационные схемы базируются на внутренних свойствах, включающих морфологию, минералогию и тектоническое положение. Согласно такой классификации, докембрийские и ларамийские руды в скарнах представляют собой разные типы скарновых месторождений. Возможно, они являются представителями соответственно термометаморфических и метасоматических конечных членов, однако мы должны помнить, что существование чистых представителей хотя бы одного из этих идеализированных конечных членов маловероятно.

Тектоническая обстановка

В ранних металлогенических работах советских авторов [33, 393] распределение минеральных месторождений рассматривалось в рамках стадийного развития геосинклиналей. В современных исследованиях [380, 360, 457, 334] пространственно-временно́е размещение минеральных месторождений обычно соотносят с общими концепциями тектоники плит. С точки зрения тектоники плит положения Билибина о «ранней», «средней» и «поздней» орогенических стадиях соответствуют в основном эволюции от «примитивной» островодужной обстановки до более «развитых» магматических дуг окраин континентов, причем все это связывается с субдукцией и в конечном итоге с условиями рифтогенеза. Скарновые месторождения располагаются в каждой из этих тектонических обстановок и формировались в течение всего геологического времени. Генезис более древних месторождений докембрийского возраста обычно менее понятен, как об этом уже говорилось выше;

эти типы скарновых месторождений не включены в последующее рассмотрение, в процессе которого делается попытка найти место месторождениям фанерозойского возраста в генеральной схеме, учитывающей тектоническое развитие орогенических поясов.

Обстановка в условиях тектоники плит. Ранняя орогеническая ситуация может быть представлена следующим образом. Существовала магматическая дуга, образованная сближенными желобами и связанная с крутопадающей зоной субдукции [293] преимущественно в океанической обстановке, сходной с той, которая в настоящее время наблюдается на Малых Антильских островах. В некоторых случаях эти области в процессе аккреции причленялись к растущим краям континентов, как это произошло на западе Северной Америки (Кони, в печати). Островодужный магматизм включает образование базальтовых и андезитовых вулканических пород, которые могут местами языкообразно переслаиваться с кластическими породами бассейна в тыловой части дуги или, когда вулканическая дуга достигает уровня моря, с обломочными мелководными морскими осадками, включая рифовые известняки. Интрузивные породы представлены разностями от габбро до гранодиоритов и подчиненными им щелочными образованиями, такими, как плагиограниты и плагиосиениты. Скарновые месторождения, богатые магнетитом, связаны именно с такими плутонами и образуются как в андезитовых вулканических породах, так и в известняках.

К некоторым характерным чертам, которые отличают эти скарны от образований, связанных с магмами и корой, находящимися на более высокой стадии эволюции, относятся их связь с габброидными и диоритовыми плутонами, большие объемы эндоскарнов и широкое развитие натрового метасоматоза, их состав, характеризующийся обогащенностью железом и бедностью марганцем, присутствие аномальных количеств Fe, Co, Cu, Au, (Ni) и (Zn) и отсутствие Sn, W и Pb. Эти черты отражают примитивную природу коры, боковых пород и плутонов.

Наиболее известными примерами таких месторождений могут служить образования мелового возраста в прибрежной части Британской Колумбии, в Японии и СССР; к ним относятся Магнитогорск и Дашкесан в СССР [393, 398], рудники Эмпайр (остров Ванкувер, Канада) [191], Ларап (Филиппины) [131] и рудник Синияма (район Камаиси, Япония) [439]. Эти и другие месторождения, которые укладываются в данную схему, рассматриваются в разделе, посвященном железным скарнам.

Магматические дуги, развивающиеся в континентальной коре, располагаются в более развитой орогенической обстановке, чем океанические островодужные участки. Плутоны представлены породами от гранодиоритов до гранитов; при этом вариации изотопного состава как стронция, так и кислорода указывают на их более континентальный характер [230, 224, 426]. Эта стадия может следовать за ранней орогенической стадией, если происходит аккреция островной дуги к краю континента, как это могло иметь место на западе Северной Америки [161, 136], или же она может быть начальной ступенью цикла субдукции [99]. Вариации угла субдукции могут иметь важные последствия, включая миграцию магматических дуг, изменения в составе магм и в структурном характере зон внедрения этих магм [83, 214, 81]. Эти вариации вместе с колебаниями, вызванными изменениями стратиграфических фаций (например, мощности и состава карбонатных осадков), глубины образования и других параметров, которые будут рассмотрены позднее, могут привести к возникновению вариаций в морфологии скарновых месторождений, их минералогии и содержании ведущего металла. Существуют свидетельства того, что угол субдукции может со временем уменьшаться, и в некоторых случаях обнаруживаются неоднократные существенные изменения падения [83]. Здесь рассматриваются два обобщенных случая: 1) «сред-

неорогенический» случай, когда при умеренно крутой субдукции возникает магматическая дуга I-типа (применяются термины, предложенные Чаппеллом и Уайтом [74]), которая обращена в сторону континентального края, совпадая как с эвгеосинклинальным, так и с миогеосинклинальным бассейнами осадконакопления, и 2) «позднеорогенический» случай, когда переход к тектонике, развивающейся после окончания субдукции, вызывает прерывистый магматизм обоих типов — I и S, обычно совпадающий с образованием миогеосинклинальных пород, залегающих ближе к внутренней части кратона.

Среди всех месторождений такого рода наиболее обычны и лучше всего изучены скарны, ассоциирующиеся с гранодиоритовыми и кварц-монцонитовыми плутонами, связанными с субдукцией. Там, где магма внедряется на относительно больших глубинах (5—15 км), возникают сложенные грубозернистыми породами батолиты, которые обычно вызывают обширный метаморфизм, но не приводят к сколько-нибудь существенным низкотемпературным изменениям. Скарны, связанные с такими плутонами, разрабатываются главным образом на вольфрам с извлечением меньших количеств меди и молибдена; цинк и свинец могут присутствовать в периферических зонах скарнов. Вольфрамовые скарны характеризуются относительно восстановленными ассоциациями известково-силикатных и рудных минералов, проявлением низкотемпературных изменений и обычно небольшими количествами малосернистых сульфидов. Наиболее известные примеры таких скарновых месторождений относятся к палеозойскому и мезозойскому возрасту и включают месторождения Кинг-Айленд (Тасмания) [111, 256], Мак-Миллан-Пасс (Северо-Западные территории, Канада) [100] и Пайн-Крик (Калифорния) [145]. Другие примеры рассмотрены в разделе о вольфрамовых месторождениях.

Там, где магма внедряется в кору на средних и небольших глубинах (1—6 км), образуются порфировые штоки и некки гранодиоритов и кварцевых монцонитов, которые обычно комагматичны вулканическим породам. Метаморфические ореолы не столь широко интенсивны, как те, которые окружают более глубинные батолиты; в то же время изменение штоков может быть обширным. Ассоциирующиеся с этими плутонами скарны богаты сульфидами и разрабатываются главным образом на Cu, Cu — Fe и Zn — Pb, местами с извлечением побочных продуктов — Mo, Au и Ag. Распределение и минералогия этих скарновых месторождений, а также соотношения металлов в них довольно изменчивы. На отдельных месторождениях была изучена корреляция между типом магмы [376], степенью окисленности [114], глубиной формирования [373] и удаленностью от интрузивного источника.

Наиболее хорошо известными примерами подобных гипабиссальных скарновых месторождений являются скарны, связанные с меднопорфировым оруденением, как на месторождениях Кристмас (Аризона) [326], Или (Невада) [205] и Карр-Форк (Юта) [15]. Другие примеры медных и цинково-свинцовых скарнов будут рассмотрены в последующих разделах.

Во время перехода к тектоническим условиям, развивающимся после субдукции, магматическая дуга может расширяться или мигрировать дальше в сторону внутренних частей континента. Интрузивы могут принадлежать либо к типу I, либо к типу S, и на основании данных по изотопам [417] было высказано предположение, что они взаимодействуют в большей мере с континентальной корой, чем с более ранними магматическими дугами. Магмы типа I по составу колеблются от кварц-монцонитовых до гранитных и ассоциируются со скарнами, которые разрабатываются на различные металлы; обычно преобладают W или Mo, в большом количестве присутствуют Cu и Zn и в незначительном Bi, Pb, Ag и Au. В некоторых случаях сами интрузивы также содержат молибденовую минерализацию. К наиболее известным примерам этого скарнового типа принадлежат Тим-Пиут (Невада) [64] и Канни-

ван-Галч (Монтана) [363]. Другие примеры описаны в разделе о молибденовых скарнах.

Интрузивы типа S, связанные с поздней орогенической стадией, имеют гранитовый состав; комагматичные вулканические породы или широкие метаморфические ореолы редки. Плутоны обычно сложены грубозернистой породой, содержат темно-серые кварцевые мегакристы, миаролитовые пустоты, пегматитовые линзы и подвержены грейзенизации. Ассоциирующиеся с ними скарны разрабатываются главным образом на олово, хотя присутствуют обычно и другие элементы, которые могут представлять экономический интерес. К последним относятся Be, B, F, Bi, W, Cu, Zn, Pb и U. Лучшими известными примерами являются Лост-Ривер (Аляска) [352] и Мойна (Тасмания) [250]. Другие примеры описываются в разделе, посвященном оловянным скарнам.

Хотя скарновые месторождения могут быть сгруппированы по их тектоническому положению, общая картина, представленная выше, крайне схематична и при современном уровне наших знаний все еще довольно умозрительна. Распределение скарновых месторождений зависит от размещения карбонатных пород. Таким образом, проявления скарнов могут быть спорадическими, а в некоторых крупных областях орогенических поясов они совсем отсутствуют или очень редки, например в медно-порфировых поясах северного Чили, Казахстана и на многих энсиматических островных дугах, где плутоны внедрялись в вулканические породы. Немногие орогенические пояса содержат значительное количество скарновых месторождений, о месте которых в металлогеническом цикле идут жаркие споры. Интересным исключением является кайнозойская дуга юго-западной Японии; мы выбрали эту площадь, чтобы показать всю сложность обсуждаемой проблемы.

Распределение скарнов в пространстве и во времени на территории Японии. Исихара [199, 202] и Симадзаки [373, 376] показали, что существует определенная закономерность в пространственно-временно́м распределении скарновых месторождений во внутренней зоне юго-западной Японии. Скарновые месторождения связаны с энсиалической островодужной системой позднемелового — эоценового возраста. Магматические породы, внедрявшиеся в течение этого периода, относятся к гранитоидам магнетитового ряда [200], а их первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,704—0,710) и значения $\delta^{18}O$ (5,5—8,0) сравнимы с аналогичными характеристиками плутонов, связанных с субдукцией и расположенных на окраинах других континентов [230, 224, 426]. Обычно считают, что эти плутоны заключают в себе как мантийные, так и коровые компоненты, поступавшие из соответствующих источников в данном районе. Мезозональные гранодиориты позднемелового — среднепалеоценового возраста (95—60 млн. лет) расположены преимущественно на океанической стороне, где в результате поднятия удалены все вулканиты, и скарны разрабатываются в основном на медь; в вольфрамит-кварцевых жилах среди гранодиоритов имеется немного вольфрама. Этот пояс составляет Cu(-W)-скарновую провинцию, лежащую в пределах W-Sn-Cu-провинции, выделенной Исихарой [202]. По направлению к средним кратонным частям Внутренней зоны преобладающими среди магматических пород становятся субвулканические кварц-монцонитовые порфиры также позднемелового — среднепалеоценового возраста, с которыми ассоциируются Zn(-Pb)-скарны. Более молодые гранитоиды, в основном эоценового возраста (60—40 млн. лет), содержат жильные месторождения молибдена и занимают ту же самую позицию в орогене, что и Zn(-Pb)-скарны. Они входят в Mo-Zn-Pb-провинцию Исихары [202]. Размещение оловосодержащих скарнов ограничено поясом миоценовых гранитов Внешней зоны юго-западной Японии.

Ясно, что в юго-западной Японии металлогеническая зональность не является результатом закономерного пространственного распределения

Таблица 1. **Сравнение главных типов скарнов**

Тип	Известково-Fe	Магнезиально-Fe	Известково-W	Известково-Cu	Известково-Zn-Pb	Известково-Mo	Известково-Sn	Магнезиально-Sn
Относительная распространенность (число примеров, приведенных в тексте)	Распространенный (20)	Распространенный (8)	Распространенный (54)	Распространенный (43)	Распространенный (51)	Очень редкий (Mo)	Редкий (14)	Редкий (14)
Размер: крупнейший из известных (млн. т руды)	Сарбайское, СССР, 725 (47% Fe)	Шерегеш, СССР, 234 (35% Fe)	Мак-Миллан-Пасс, Канада, 63 (0,95% WO_3)	Туин-Бьюттс, Аризона, 500 (0,8% Cu)	Найка, Мексика, 10 (10% Zn, 13% Pb, 13 унция/т Ag)	Литл-Боулдер-Крик, Айдахо 0,15% MoS_2	Мойна, Тасмания, 30 (0,15% Sn)	?
Типичный размер (млн. т руды)	5—200	5—100	0,1—2	1—100	0,2—3	0,1—2	0,1—3	1
Типичное содержание	40% Fe	40% Fe	0,7% WO_3	2% Cu, п. р.; 1% Cu, о. р.	9% Zn, 6% Pb, 5 унция/т Ag			
Ассоциация металлов (второстепенные металлы)	Fe (Cu, Co, Au)	Fe (Cu, Zn)	W, Mo, Cu (Zn, Bi)	Cu, Mo (W, Zn)	Zn, Pb, Ag (Cu, W)	Mo, W (Cu, Bi, Zn)	Sn, F (Be, W)	Sn, F (Be, B)
Тектоническое положение	Океанические островные дуги; края континента, подверженного рифтогенезу	Край континента; синорогенное	Край континента; синорогенное до позднеорогенного	Край континента; синорогенное до позднеорогенного	Край континента; синорогенное до позднеорогенного	Край континента; позднеорогенное	Край континента; позднеорогенное до посторогенного	Край континента; позднеорогенное до посторогенного

Продолжение табл. 1.

Тип	Известково-Fe	Магнезиально-Fe	Известково-W	Известково-Cu	Известково-Zn-Pb	Известково-Mo	Известково-Sn	Магнезиально-Sn
Ассоциация с магматическими породами								
Состав интрузивных пород	Габбро до сиенитов, чаще всего диориты; некоторые с диабазами	Гранодиориты до гранитов	Кварцевые диориты до кварцевых монцонитов; редко аляскиты	Гранодиориты до кварцевых монцонитов; редко монцониты	Гранодиориты до гранитов; диориты до сиенитов	Кварцевые монцониты до гранитов	Граниты	Граниты
Комагматичные вулканиты	Обычны базальты, андезиты	Отсутствуют	Отсутствуют (эродированы)	Обычны андезиты	Отсутствуют?	Отсутствуют	Большей частью отсутствуют	Большей частью отсутствуют
Структура пород интрузива	Средне- до тонкозернистой; равномернозернистая	Средне- до тонкозернистой; равномернозернистая	Грубо- до тонкозернистой; порфировая	Среднезернистая до афанитовой; порфировая	Грубозернистая до афанитовой; равномернозернистая до порфировой	Грубо- до тонкозернистой; равномернозернистая до порфировой	Грубо- до тонкозернистой; равномернозернистая до порфировой	Грубо- до тонкозернистой; равномернозернистая до порфировой
Морфология интрузива	Крупные до мелких штоки, дайки	Мелкие штоки, дайки, силлы	Крупные батолитовые плутоны	Штоки, дайки	Крупные штоки вплоть до даек	Штоки	Штоки, батолиты	Штоки, батолиты
Изменение пород интрузива	Na-силикаты, широко распространенные эндоскарны	Небольшое развитие эндоскарнов; пропилитизация	Эндоскарны, местами слюда, кальцит, пирит	К-силикаты, серицитизация, местами эндоскарны	Широко распространенные эндоскарны	Кварцевые жилы; К-силикаты	Грейзены	Грейзены

Продолжение табл. 1

Тип	Известково-Fe	Магнезиально-Fe	Известково-W	Известково-Cu	Известково-Zn-Pb	Известково-Mo	Известково-Sn	Магнезиально-Sn
Минералогия: Прогрессивная	Гранднт, салит, ферросалит, эпидот, магнетит	Форстерит, кальцит, шпинель, диопсид, магнетит	Гранднт/спессартин-альмандин, геденбергит, везувиан, волластонит	Гранат андрадитового ряда, салит, местами волластонит	Пироксен йохансенитового состава, гранат андрадитового ряда, бустамит, местами везувиан	Пироксен геденбергитового состава, гранднт, кварц	Малайит, данбурит, датолит, гранднт, везувиан	Шпинель, фассаит, форстерит, флогопит, магнетит, гумит, пайгеит
Ретроградная	Амфибол, хлорит (ильваит)	Амфибол, гумит, серпентин, флогопит	Роговая обманка, биотит, плагиоклаз, эпидот	Актинолит, хлорит, монтмориллонит	Mn-актинолит, ильваит, эпидот, хлорит, даннеморит	Амфибол, хлорит	Амфибол, слюда, хлорит, турмалин, флюорит	Касситерит, флюоборит, магнетит, слюда, флюорит
Рудная	Магнетит (халькопирит, кобальтин, пирротин)	Магнетит (пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин)	Шеелит, молибденит, халькопирит, пирротин, пирит	Халькопирит, борнит, пирит, гематит, магнетит	Сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит	Молибденит, шеелит, висмутин, пирит, халькопирит	Касситерит, арсенопирит, станнин, пирротин	Касситерит немного арсенопирита, пирротина, станнина, сфалерита

Сокращения: о. р. — открытая разработка, п. р. — подземная разработка.

разных типов магм, имеющих различные глубины плавления, вдоль стабильной длительно развивавшейся зоны субдукции. Скорее всего это — следствие нескольких различных тектонических режимов, возникавших в течение периода, длившегося свыше 70 млн. лет, и ознаменовавшихся наложением серий магматических и рудных образований разных типов. Существует мнение, что истинное зональное расположение Cu(-W)- и Zn(-Pb)-скарнов существовало в течение одного цикла субдукции в интервале времени между 95 млн. лет и 60 млн. лет; при этом полагают, что в качестве причины создавшейся картины зональности уровень эрозии можно исключить. Однако, как было указано Силлитое [381], Mo-месторождения Mo-Zn-Pb-провинции моложе и могут быть связаны с надвиганием на хребет Кула Японской дуги в какой-то момент времени между 80 млн. лет [533] и 60 млн. лет назад. Сходный механизм перехода от медной минерализации к молибденовой был предложен для западной части Северной Америки [334]. Третья, совершенно иная петротектоническая обстановка может быть предложена для оловянных скарнов Внешней зоны. Магматизм может быть связан или с уменьшением скорости субдукции под юго-западную Японию, когда направление движения Тихоокеанской плиты изменилось с северо-северо-западного на северо-западное примерно 40 млн. лет назад [443, 202], или с завершением субдукции и началом развития правосторонних трансформных разрывов, когда Японское море становилось открытым (как это было установлено многими авторами; см. резюме в работе [381]) в ранне-среднетретичное время. В любом случае гранитоиды Внешней зоны юго-западной Японии отчетливо более кислые, чем такие же породы во Внутренней зоне, и относятся к ильменитовому ряду. Хотя первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и величины $\delta^{18}O$ не столь однозначно высоки [417], есть основания полагать, что эти гранитоиды образовались в континентальной коре.

Выводы. Распределение скарновых месторождений по крупным группам на петротектонической основе полезно при геологической съемке больших территорий, а также для выявления сходства между месторождениями в тех случаях, когда мы располагаем ограниченными полевыми данными. Однако более детальное изучение скарнов должно выявлять различия между отдельными месторождениями (впрочем, как и сходство). Таким образом, желательно характеризовать группы скарновых месторождений по их составу, минералогическим и геохимическим свойствам. Как полагал Ноцф [237], наиболее полезными классификациями скарновых месторождений являются те, в основу которых взяты доминирующие металлы. К наиболее важным как по запасам, так и с научной точки зрения относятся те скарновые месторождения, которые разрабатываются на руды Fe, W, Cu, Zn — Pb, Mo и Sn. Каждый тип характеризуется отчетливым петротектоническим положением, как об этом было уже сказано в предыдущем разделе, а также определенной минеральной и магматической ассоциациями, что в кратком виде отражено в табл. 1. Прочие отличительные особенности и основные характерные свойства описываются в следующих разделах для каждого из главных типов скарнов.

Скарновые месторождения железа

Скарновые месторождения, содержащие промышленные концентрации магнетита, образуются в крайне разнообразных геологических условиях (табл. 2). Они встречаются в океанических островодужных районах, где ассоциируются с диоритами и их экструзивными эквивалентами, на континентальных окраинах андского типа в сочетании с кварцевыми монцонитами и гранитами и на окраинах континентов, подвергшихся рифтообразованию,

Таблица 2. **Месторождения с промышленными концентрациями магнетита в различных скарнах**

	Ссылка
Магнетит в скарновых месторождениях, разрабатываемых на железо	
Скарны, ассоциирующиеся с габбро, диоритами и диабазами	
В районах океанических островных дуг — известковые скарны	
Песчанское и Гороблагодатское, Урал, СССР	[398]
Дашкесан, Азербайджан, СССР	[398]
Сарбайское и Соколовское, СССР	[398]
Ларап, Камаринес-Норте, Филиппины	[131]
Сибугей, Минданао; Камачин и Ламмин, Лусон, Филиппины	[50, 123]
Синияма, район Камаиси, Хонсю, Япония	[439, 213]
Хитати, Япония	[455]
Дайкири и Юрака, Куба	[267]
Рудник Эмпайр, остров Ванкувер, Канада	[358, 164]
Шаста, Калифорния, и месторождения Хирц-Маунтин, Shasta Co., Калифорния	[252]
На окраинах континентов, подверженных рифтогенезу	
Корнуолл, Lebanon Co., Пенсильвания	[255]
Френч-Крик, Пенсильвания	[395]
Дилсберг, York Co., Пенсильвания	[187]
Грейс, Berks Co., Пенсильвания	[389]
Скарны, ассоциирующиеся с кварцевыми монцонитами и гранитами в континентальных орогенических поясах	
В магнезиальных скарнах	
Тейское, Красноярский край, Кузнецкий Алатау, СССР	[398]
Шерегеш, Горная Шория, СССР	[398]
Ма-Он-Шан, Гонконг	[458]
Район Марбелья, Испания	[261]
Игл-Маунтин, Калифорния	[105]
Айрон-Маунтин, Калифорния	[251, 253]
Район Фьерро, Центральный рудный район, Нью-Мексико	[170]
Капитан, Lincoln Co., Нью-Мексико	[217]
В замещенных телах с небольшим количеством силикатов и большими массами доломита	
Айрон-Спрингс, Юта	[277]
Дейтон, Невада	[337]
Лейк-Хоулл, Калифорния	[109]
Тексада-Айленд, Британская Колумбия, Канада	[358]
В известковых скарнах	
Капо-Каламита, Эльба, Италия	[103]
Марморатон, Онтарио, Канада	[319]
Рудник Элкхорн-Пик, район Элкхорн, Монтана	[235]
Рудники Айрон-Дак, Айрон-Куин, Айрон-Кинг, район Ороганде, Нью-Мексико	[162]
Район Довер, Нью-Джерси	[388]
Скарны, возможно включающие продукты метаморфизма осадочного железа	
St. Lawrence Co., Нью-Йорк	[80, 51]
Жиневро, Эльба, Италия	[103]
Таежное, Якутия, СССР	[398]
Район Арендаль, Норвегия	[53]
Сан-Леоне, Сардиния, Италия	[444, 445, 446]
Магнетит в скарновых месторождениях, разрабатываемых на другие металлы	
В известковых скарнах	
Хановер, Центральный рудный район, Нью-Мексико — цинковые скарны	[170]
Такну, Сайтама, Япония	[231]
Темперино, Тоскана, Италия — цинковые (медные, свинцовые) скарны	[26]
Тренгану и Паханг, Западная Малайзия — оловосодержащие скарны	[186]

Продолжение табл. 2.

	Ссылка
Район Айрон-Маунтин, Нью-Мексико — Be, W, Fe	[397, 216, 204]
Консепсьон-дель-Оро, Сакатекас, Мексика — медные скарны	[63]
В магнезиальных скарнах	
Кристмас, Аризона — медные скарны	[325]
Моренси, Аризона — медные скарны	[264]
Ок-Теди, Папуа — Новая Гвинея — медные скарны	[21]
Рудник Меме, Гаити — медные скарны	[223]

в ассоциации с диабазами. Таким образом, промышленные концентрации магнетита характерны для многих скарновых месторождений, разрабатываемых в основном на другие металлы, а также для тех, которые содержат только магнетит. Мелкие месторождения заключают от 2 млн. т до 10 млн. т Fe, крупные — от 40 млн. т до 300 млн. т Fe.

Однако в пределах этого широкого спектра скарновых типов, по-видимому, только в двух особых случаях возникают скарны, содержащие магнетит в качестве единственного рудного минерала. К ним относятся известковые скарны островодужного типа (класс I-A-1, табл. 2) и магнезиальные скарны кордильерского типа (класс I-B-1, табл. 2). Хорошо изученные примеры этих скарнов приведены соответственно в табл. 3 и 4 и детально рассматриваются ниже. К другим скарновым месторождениям, в которых крупные запасы магнетита разрабатываются или могут разрабатываться, относятся массивные магнетитовые тела, замещающие известковые сланцы и оловосодержащие скарны на контактах с гранитами в Западной Малайзии [186], внутренние гранатовые зоны в зональных цинксодержащих известковых скарнах близ Хановера (Нью-Мексико) [170] и в Темперино (Италия) [26] и магнезиальные скарны среди скарнов, связанных с медно-порфировыми месторождениями, такими, как Кристмас (Аризона) [325], Моренси (Аризона) [264] и Ок-Теди (Папуа — Новая Гвинея) [21]. Они здесь не рассматриваются в качестве скарновых месторождений железа, но обсуждаются в других разделах, посвященных характеристике скарновых месторождений соответствующих металлов.

Известково-скарновые месторождения островных дуг. В соответствии с данным здесь определением известково-скарновые месторождения островодужного типа включают магнетитовые известково-скарновые и скаполит-альбит-скарновые магнетитовые месторождения Г. А. Соколова и В. М. Григорьева [398] и железо-кобальтовый тип В. И. Смирнова [393]. Некоторыми характерными особенностями этих скарнов, которые отличают их от других богатых магнетитом скарновых образований, являются: 1) их ассоциация с габбро и диоритами в вулканогенно-осадочном разрезе, 2) относительно большой объем скарнов, образующихся в магматических породах, 3) широкое распространение натрового метасоматоза и 4) аномально высокие концентрации кобальта и иногда никеля. Скарны этого типа встречаются в островодужных районах на Урале, Филиппинах, в Японии, на Кубе и на западе Северной Америки. К типично вулканическим образованиям относятся базальтовые и андезитовые потоки и туфы, переслаивающиеся с песчаниками, граувакками, глинистыми сланцами и мергелями. Известняки присутствуют главным образом в виде тонких линзовидных горизонтов. Интрузивные породы характеризуются широким диапазоном составов — от габбро до гранодиоритов; в подчиненном количестве встречаются щелочные породы,

такие, как плагиограниты и плагиосиениты. Наиболее обычным типом пород являются диориты, с которыми связано скарнообразование. Магнетит-скарновые месторождения могут располагаться внутри диоритовых штоков, что связано с замещением известняковых ксенолитов, а частично и самих диоритов, как это имеет место в Дайкири на Кубе [267]. Однако чаще магнетитовая руда и ассоциирующиеся с ней скарны образуются в слоистой андезит-известняковой толще на контакте с диоритами (рудник Эмпайр на острове Ванкувер [164]) или присутствуют в виде согласных линз на некотором расстоянии от любого из вскрытых плутонов (Ларап на Филиппинах [131]). Мощные карбонатные горизонты менее пригодны для образования скарнов, чем толща тонкопереслаивающихся известняков, вулканитов и туфов, что было отмечено Сангстером [358] на месторождениях в прибрежной части Британской Колумбии и Г. А. Соколовым и В. М. Григорьевым [398] на месторождениях в СССР. Одна из самых замечательных особенностей скарновых месторождений этого класса — интенсивное и широко проявленное изменение магматических пород — выражается в образовании магнетитсодержащих эпидот-пироксен-гранатовых эндоскарнов или в развитии зоны натрового метасоматоза как по вулканическим, так и по плутоническим породам. Натровый метасоматоз, характеризующийся образованием альбита и скаполита, которые во многих случаях сопровождаются магнетитом, проявлен на месторождениях Свердловской области на Урале и в Тургайской железорудной провинции Западной Сибири [398], на месторождениях Ларап на Филиппинах [131] и Дайкири на Кубе [267]. На месторождении Ларап отмечается необычное развитие нефелина, содалита и канкринита; породы здесь напоминают скарны с лящис-лазурью, развитые в Чили, Афганистане и Сибири.

Зональное распределение известково-силикатных минералов развито слабо или с трудом наблюдается из-за большого числа различных типов первичных пород, вовлеченных в скарнообразование. К наиболее характерным силикатам скарнов относятся гранат, пироксен и эпидот; последний наиболее обычен в измененных магматических породах, тогда как гранат в ассоциации с магнетитом преимущественно развит в замещенных известняках. Ог [164] пришел к выводу, что зональность на месторождении Эмпайр в Британской Колумбии проявляется в размещении граната в центральных частях скарновых пластовых тел, пироксена — в промежуточной области и эпидота — по краям. Такая зональность обусловлена главным образом полным замещением известняков, заключенных в андезитах, или непосредственным замещением андезитов вдоль крупных каналов, по которым двигались гидротермальные растворы. На месторождениях, где скарны образовались по известнякам близ интрузивного контакта (например, на руднике Синияма, район Камаиси, Япония [439]), зональность выражена последовательной сменой эпидот-пироксеновых скарнов гранат-пироксеновыми экзоскарнами с магнетитом, пироксеновыми скарнами с сульфидами. Немногочисленные химические анализы гранатов и пироксенов из известково-магнетитовых скарнов показывают, что они богаты железом. Гранаты представляют собой гроссуляр-андрадитовые твердые растворы с 20—95 мол.% андрадита, а пироксены—диопсид-геденбергитовые твердые растворы с 20—80 мол.% геденбергита [439, 164]. Таким образом, в данных скарнах присутствуют гранаты и пироксены, составы которых занимают промежуточное положение между составами аналогичных минералов в медных и цинковых скарнах. Кроме того, эти скарны не обнаруживают обогащение марганцем, как это отмечается в месторождениях цинка, но богатство железом и бедность магнием часто приводят к развитию ильваита [$CaFe^{2+}_2Fe^{3+}Si_2O_7O(OH)$] в качестве минерала поздней стадии, как это наблюдается в Дашкесане (СССР) [398], на руднике Эмпайр (Канада) [164] и на месторождении Шаста (Кали-

Таблица 3. **Характеристика месторождений известково-магнетитовых скарнов**

Месторождение	Запасы, содержание	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Изменения в интрузиве	Морфология скарнов	Прогрессивные минералы	Ретроградные минералы	Рудные минералы	Ссылка
Песчанское, Свердловская область, Урал; Fe	173 млн. т; 50% Fe, до 0,6% Cu	Девонские туфы, песчаники, андезиты, известняки	Диоритовый батолит	Эпидот, хлорит, кальцит, диопсид, серицит	На контакте, мощность 60 м, длина по простиранию 100 м	Гранат, пироксен в известняках; альбит, эпидот в вулканитах		Магнетит, немного халькопирита	[398]
Гороблагодатское, Свердловская область, Урал; Fe	141 млн. т; 35,5% Fe 0,02% Co 0,13% Cu 0,08% Zn	Туфы, базальты, известняки	Диорит-сиенитовый батолит	Ортоклаз, пироксен, скаполит, магнетит	Пластообразная, линзовидная	Гранат, эпидот, магнетит		Магнетит, кобальтин (?)	[398]
Дашкесан, Азербайджанская ССР; Fe	187 млн. т; 35% Fe	Юрские туфы, аргиллиты, мрамор	Раннемеловые гранодиориты, габбро	?	Стратиформная, по простиранию до 4 км	Гранат, пироксен, эпидот, магнетит	Гидросиликаты, кварц, кальцит (ильваит)	Магнетит (халькопирит, пирит, кобальтин, арсенопирит, Au)	[398]
Сарбайское, Тургайская железорудная провинция, Западная Сибирь; Fe	725 млн. т; 45,6% Fe 0,04% Cu 0,05% Zn 0,017% Pb	Каменноугольные андезиты, известняки, аргиллиты	Герцинские диориты	Биотит, альбит, скаполит	Линзовидная, мощность до 185 м, длина 2 км	Гранат, пироксен, магнетит	Хлорит, кальцит, цеолит	Магнетит (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, арсенопирит)	[398]
Месторождение Ларап, Камаринес-Норте, Филиппины; Fe	> 20 млн. т; 43% Fe 0,12% Cu 0,08% Mo 0,03% Co 0,02% Ni 0,04% унция/т Au 0,18% унция/т Ag	Третичные туфовые граувакки, мрамор, известняки, миоценовые андезиты	Миоценовые гранодиоритовые, диоритовые и сиенитовые штоки, дайки		Линзовидная, мощность до 60 м, длина по простиранию 1 км	Пироксен, гранат, скаполит, альбит, очень мало нефелина, содалита, канкринита	Ортоклаз, серицит, хлорит	Магнетит/пирит от 100/1 до 3/1; пирротин, редкий халькопирит, очень мало борнита, кобальтина, молибденита, сфалерита	[131]
Рудник Синияма, район Камаиси, Хонсю, Япония; Fe, Cu	> 10 млн. т; Fe-руда: 30—35% Fe; Fe-Cu-руда: 30—35% Fe, 0,1% Cu; Cu-руда: 1% Cu	Базальтовые андезиты, дациты, пермские черные сланцы, известняки	Меловые (110—120 млн. лет) диорит-гранодиоритовые дайки, штоки	Эпидот, амфибол, турмалин, аксинит, гранат, салит (Hd_{25-35})	На контакте, длина по простиранию от 10 до 300 м, мощность от 5 до 100 м	Гранат-пироксеновые скарны секутся жилами андрадита и ферросалита (Hd_{50-80})	Актинолит, кварц, магнетит; в мраморе: пагеит, турмалин, магнетит, кальцит, флогопит	Магнетит, немного халькопирита, кубанита, пирротина, сфалерита, очень мало пентландита, валлериита, арсенопирита, Сомаккинавита	[439, 213]

Продолжение табл. 3

Месторождение	Запасы, содержание	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Изменения в интрузиве	Морфология скарнов	Прогрессивные минералы	Ретроградные минералы	Рудные минералы	Ссылка
Дайкири, Куба; Fe	> 10 млн. т	Диориты, известняки	Эоценовый диоритовый шток	Пироксен, амфибол, плагиоклаз, скаполит, гранат	Пластообразная, 30×800 м, 180 м по вертикали	Гранат, кварц, эпидот, магнетит	Кварц, актинолит	Магнетит, немного пирита, очень мало халькопирита	[267]
Рудник Эмпайр, остров Ванкувер, Британская Колумбия, Канада; Fe	> 5 млн. т	Мезозойские базальты, известняки, граувакки	Юрские диоритовые, габбровые и монцонитовые штоки	Скарны: гранат, пироксен, магнетит	Неправильная, трубообразная, до 60 м в диаметре, высота 45 м	Грандит (Ad_{13-87}), салит (Hd_{14-64}), эпидот, магнетит	Амфибол, кальцит, хлорит, пльваит	Магнетит с небольшим количеством пирита, кобальтина, арсенопирита, халькопирита, сфалерита, пирротина	[164]
Месторождение Шаста, графство Шаста, Калифорния; Fe	5 млн. т; 38% Fe	Пермские базальто-андезиты, известняки	Мезозойские тоналиты, диориты	Гранат, эпидот, пирит		Гранат, эпидот, немного пироксена	Амфибол, пльваит	Магнетит, немного пирита, очень мало халькопирита	[252]
Корнуолл, Пенсильвания Fe(Cu,Co,Au)	> 100 млн. т; 41% Fe, 0,3% Cu, 0,04% Co	Переслаивание кембрийских известняков, доломитов, тонко рассланцованных песчаников	Триасовые диабазовые покровы	Серицит, амфиболит, магнетит (серпентин)	2 пластовых тела на контакте известняков и диабазов	Метаморфические гранат-пироксеновые породы, секущиеся пироксен-флогопит-амфиболовыми жилами	Актинолит, пирит, хлорит, магнетит, серпентин, цеолит	Магнетит, пирит, халькопирит, гематит, очень немного борнита, галенита, сфалерита; до 2% Co и 0,15% Ni в пирите	[255]
Грейс, Пенсильвания Fe(Cu, Co, Au)	> 100 млн. т; 44% Fe 0,06% Cu 0,02% Co 0,01% Ni 0,01% Zn	Кембрийские доломитовые известняки, триасовые песчаники	Триасовые диабазовые покровы	Эпидотовые эндоскарны, хлорит-серпентин-магнетит-биотитовые (скаполитовые) жилы	Пластовая на контакте, 1 км×300 м × × 15 — 120 м	Диопсид, форстерит, слюда, тремолит (метаморфические)	Серпентин, тальк, хлорит	Магнетит, пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит; в среднем 0,51% Co в пирите	[389]

Составы гранатов выражены в мольных процентах андрадита (Ad); оставшаяся часть отвечает гроссуляру. Составы пироксенов выражены в мольных процентах геденбергита (Hd); оставшаяся часть соответствует диопсиду. Месторождения, перечисленные ниже горизонтальной линии (корнуоллский тип), находятся в доломитовых породах и состоят преимущественно из залежей массивного магнетита с низкотемпературной магнезиально-скарновой жильной массой.

форния) [252]. К наиболее характерным ретроградным минералам относятся актинолит, хлорит, кальцит и кварц.

Магнетитовые рудные тела обнаруживают тесную пространственную связь с гранатовыми зонами или размещаются в известняках под скарновой зоной. Морфология месторождений разнообразна, и можно проследить все переходы от относительно мелких с неправильными контактами залежей, заключающих 5—20 млн. т руды, в Северной Америке и Японии до громадных стратиформных тел мощностью от десятков до сотен метров и протяженностью в несколько километров на Урале, в Западной Сибири и на Филиппинах. Магнетит является главным первичным минералом окиси железа, гематит обычно образуется в процессе поверхностного окисления. Пирит и халькопирит присутствуют в небольших количествах во всех приведенных примерах месторождений. Промышленные концентрации меди имеются на руднике Синияма (Япония), но, как правило, концентрация меди в железных рудах, видимо, не превышает 0,2 вес.%. Другие металлы (в том числе кобальт и цинк) присутствуют на большинстве месторождений в аномальных, но непромышленных количествах; есть также сведения об очень низких и ничтожных содержаниях никеля, молибдена, золота и серебра (табл. 3). Большинство из этих металлов связаны с другими типами скарнов; исключение составляют кобальт и никель. Железные руды Ларапа и Гороблагодатского содержат 0,03 вес.% Со; сообщается о наличии кобальтина на обоих этих месторождениях, а также в Дашкесане (СССР) [398] и на руднике Эмпайр в Британской Колумбии [164]. Кобальт присутствует в маккинавите на руднике Синияма (Япония) [213], отмечается на руднике Хитати в Японии [454] и является характерным компонентом в пирите из скарнов Пенсильвании, близких к корнуоллскому типу [255, 389].

В районах Багио на Филиппинах [67] и Хедли в Британской Колумбии [38] имеются известково-скарновые месторождения, которые находятся в той же самой петротектонической обстановке, что и известково-магнетитовые скарны, но они богаты сульфидами и разрабатываются на золото.

Магнезиально-магнетитовые скарновые месторождения кордильерского типа. В отличие от диоритовых плутонов, которые вызывают образование магнетитовых скарнов в известняках, более кислые и бедные железом кварцевые монцониты кордильерских орогенических поясов имеют тенденцию формировать магнетитовые скарны только в доломитах. Легкость, с какой магнетит возникает в магнезиальных скарнах, обусловлена тем, что магнезиально-известковые силикалы, такие, как форстерит, тальк и серпентин, не забирают много железа в твердый раствор в окисленных условиях скарнообразования; таким образом, железо в растворе стремится образовать магнетит. Тот же самый раствор, попавший в известняки при высокой температуре, имел бы тенденцию к формированию богатых железом граната и пироксена.

Магнезиально-магнетитовые скарны обычны в орогенических поясах кордильерского типа; действительно, эти типы скарнов встречаются в большинстве районов развития скарнов с сульфидами цветных металлов, где имеется доломит. Однако мы ограничимся описанием только тех районов, где сульфиды (помимо пирита и пирротина) присутствуют лишь в ничтожных количествах.

Скарновые месторождения данного класса обычно ассоциируются с гипабиссальными штоками и дайками гранодиоритов или кварцевых монцонитов и реже гранитов (табл. 4). Эти плутоны не имеют широко развитых эндоскарнов; изменения плутонических пород, если они имеются, заключаются в развитии вторичного полевого шпата, хлорита и редкого эпидота. Самая ранняя высокотемпературная стадия скарнообразования может привести к формированию диопсид-шпинелевых скарнов вблизи плутона и форстерит-

Таблица 4. Характеристика месторождений магнезиально-магнетитовых скарнов

Месторождение (металл)	Запасы, содержание	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Изменения в интрузиве	Морфология скарнов	Прогрессивные минералы	Ретроградные минералы	Рудные минералы	Ссылка
Тейское месторождение, Красноярский край, Кузнецкий Алатау, СССР; Fe	144 млн. т; 32,9% Fe	Верхнепротерозойские — нижнекембрийские доломиты	Кембрийские — ордовикские сиениты, граниты	Альбит, кварц, ортоклаз; эндоскарны	Линзообразная, длина 1,5 км, мощность до 300 м, глубина 1,2 км	Форстерит, гумит, шпинель, диопсид, местами поздние Са-скарны	Амфибол, серпентин, хлорит, тальк, магнезит, флогопит, кальцит	Магнетит, гематит, немного пирита, арсенопирита, халькопирита, пирротина	[398]
Шерегешское месторождение, Горная Шория, СССР; Fe	234 млн. т; 35% Fe, до 0,4% Zn	Кембрийские — ордовикские андезитовые лавы, слоистые известняки	Габбро-сиенитовый массив		Контактовые скарны шириной до 35 м	Габбро → пироксен → шпинель → фассаит → шпинель + форстерит → форстерит + кальцит → доломит, поздний гранат + пироксен	Флогопит, клиногумит, хлорит, серпентин	Магнетит, немного пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита	[398]
Вблизи Марбельи, Малага, Испания; Fe		Доломиты, сланцы			Переслаивание со сланцами и доломитами	Пироксен, форстерит	Амфибол, флогопит, гумит, хлорит, серпентин, тальк, кальцит	Магнетит, пирротин, очень немного пирита, халькопирита	[261]
Рудник Игл-Маунтин, графство Риверсайд, Калифорния; Fe	50 млн. т; 45% Fe	Палеозойские известняки, доломиты и кварциты	Мезозойские силлы и дайки кварцевых монцонитов (немного монцонитов, диоритов)	Ортоклаз, хлорит	На контакте, пластовая		Амфибол, серпентин, флогопит	Магнетит, пирит, очень немного халькопирита	[105]
Рудник Айрон-Маунтин, район Лава-Бед, графство Сан-Бернардино, Калифорния; Fe	~ 5 млн. т	Доломиты, кварциты	Мезозойский шток биотитовых гранитов, сиенитов			Форстерит, диопсид, местами известковые скарны с гранатом и эпидотом	Слюда, серпентин, хондродит, тремолит, людвигит	Магнетит	[251, 253]
Область Фьерро, Центральный рудный район, Нью-Мексико; Fe	45% Fe; 0,3% Zn, 0,03—2% Cu	Ордовикские доломиты и известняки	Гранодиоритовый шток, дайки, силлы; 57—60 млн. лет	Эпидот, хлорит, гранат, магнетит	Пластовая, неправильная	Серпентин, магнезит, везувиан, тальк, тремолит, биотит, актинолит, кальцит в доломитах; андрадит, эпидот, геденбергит, ильваит, кальцит, тремолит в известняках		Магнетит, пирит, халькопирит, сфалерит	[170]

Запасы руды даны в миллионах тонн (млн. т).

кальцитовых скарнов вблизи доломитов, как это наблюдается на Тейском и Шерегешском месторождениях в СССР [398] и близ Марбельи в Испании [261]. В. А. Жариков [470] указывает, что эти высокотемпературные силикаты (магматические скарны) имеют состав, явно присущий более низкотемпературным силикатам (постмагматические скарны): пироксен соответствует диопсиду (Hd_{3-15}) и обычно содержит от 1 до 15 вес.% Al_2O_3, в то время как оливин содержит от 5 до 15 мол.% фаялита в скарнах и от 0 до 5 мол.% фаялита в мраморе. При более низких температурах пироксен обедняется алюминием (менее 2 вес.% Al_2O_3) и обогащается железом (до 60 мол.% Hd).

На некоторых месторождениях на безводное прогрессивное скарнообразование накладывается процесс формирования гранат-пироксеновых известковых скарнов (например, на Тейском и Шерегешском месторождениях), но этот процесс более характерен для скарнов, состав которых прогрессивно обогащается сульфидами. Поздняя стадия, вызывающая выделение гумитовых минералов, флогопита, серпентина и боратов (людвигита) вместе с магнетитом, более характерна для бедных сульфидами магнезиально-магнетитовых скарновых месторождений. В некоторых районах, таких, как Игл-Маунтин в Калифорнии [105], Фьерро [170] и Капитан в Нью-Мексико [217], сходная ассоциация (тремолит, серпентин и флогопит) представляет собой результат или полного разрушения более ранних скарнов, или первого метасоматического поступления кремнезема и железа в контактовую зону. Сульфиды выделяются позднее магнетита и представлены пиритом и пирротином местами с редкими проявлениями халькопирита и сфалерита.

Скарновые месторождения вольфрама

Вольфрамсодержащие скарны повсеместно находятся в известняках, имеющих возраст от докембрия до триаса, и обычно ассоциируются с известково-щелочными интрузивами от среднепалеозойского до позднемелового возраста. Небольшое число чисто метаморфических проявлений вольфрама известно в районах развития метаморфизованных докембрийских пород, в частности в пределах Бразильского щита [211, 132], но основные запасы вольфрама сосредоточены в известково-силикатных породах, имеющих, по-видимому, метасоматическое происхождение и связанных с известково-щелочным плутонизмом. Состав известково-силикатных и рудных минералов вольфрамоносных скарнов свидетельствует о восстановительных условиях [57, 470, 112, 376], что явно отличает данные скарны от железных, медных и цинково-свинцовых скарнов, связанных с известково-щелочными интрузивами. Эти и другие характерные черты вольфрамоносных скарнов рассматриваются ниже. В табл. 5 приведены в обобщенном виде основные особенности более крупных или лучше изученных вольфрамоносных скарнов мира.

Плутоны, с которыми связаны вольфрамсодержащие скарны, обычно представляют собой штоки и батолиты грубозернистых (мегакристы калиевого полевого шпата) порфировых гранодиоритов и кварцевых монцонитов, как это установлено Бейтманом [29] в районе Бишоп (Калифорния) и Диком [100] на вольфрамово-скарновом месторождении Мак-Миллан-Пасс. Обычной особенностью этих интрузивных массивов является, в частности, наличие аплитовых и пегматитовых линз и даек; Керр [219] заметил эту тесную ассоциацию на многочисленных вольфрамово-скарновых месторождениях западной части США. Отсутствуют признаки, которые бы свидетельствовали о напряжениях при внедрении и быстром высвобождении летучих, а именно нет роя даек, брекчиевых трубок, брекчий дробления и многочисленных трещин. В то же время эти признаки характерны для медно-порфировых

Таблица 5. **Характеристика месторождений вольфрамсодержащих скарнов**

Месторождение, металл	Запасы, содержание	Вмещающие породы	Морфология скарнов	Интрузивные породы	Изменения в интрузиве	Прогрессивные[1] минералы	Ретроградные[2] минералы	Рудные минералы	Условия образования	Ссылка
Восстановленные вольфрамсодержащие скарны										
Мак-Миллан-Пасс, Юкон — Северо-Западные территории, Канада: W	63 млн. т; 0,95 % WO_3	Кембрийские — силурийские углистые переслаивающиеся известняки и пелиты	Стратиформная; ретроградные изменения глубоко в скарнах и вдоль контактов	Крупный плутон кварцевых монцонитов (90 млн. лет); структура порфировая с фенокристами К-полевого шпата; иногда дайки с мирмекитовой структурой	Нет сведений	Рух(Hd_{50-94} Jo_{3-10}), Gar(Ad_{2-10} Sp + + Al_{24-56}), волластонит (везувиан)	5 % роговой обманки, биотита, плагиоклаза, клиноцоизита, хлорита, апатита, сфена	Пирротин, халькопирит (пирит, молибденит)	$P > 1$ кбар, $X_{CO_2} \leqslant 0{,}1$	[100, 10]
Кенеда-Тангстен, Северо-Западные территории, Канада; W (Cu)	> 6 млн. т; 1,6 % WO_3, 0,2 % Cu	Кембрийские известняки, аргиллиты, тонкополосчатые глинистые известняки	Стратиформная; зоны ретроградных изменений, секущие интрузив и примыкающие к нему	Слабопорфировый плутон кварцевых монцонитов (90—92 млн. лет); аплитовые дайки	Мусковит — кварц ± кальцит	Пироксен геденбергитового состава; гранат, богатый альмандин-спессартиновой составляющей; волластонит, плагиоклаз	40—60 % роговой обманки, биотита, тремолита, хлорита, апатита, сфена	Пирротин, халькопирит, пирит, сфалерит	$P > 1$ кбар, $T_p = 520-450°$ С, $T_r = 370-460°$ С (по включениям с поправкой на P)	[36, 468, 90, 469, 12]
Рудник Эмералд, район Салмо, Британская Колумбия, Канада; W	> 0,5 млн. т; 1,3 % WO_3	Кембрийские углистые известняки и аргиллиты	Контактовые скарны; стратиформные линзы	Позднеюрский кварцмонцонитовый/гранитный батолит Нельсон	Эпидот; мусковит — пирит — турмалин (кальцит)	Геденбергит, гранат	80 % биотита, роговой обманки, плагиоклаза, апатита	Пирротин, халькопирит, сфалерит, пирит (молибденит)		[19, 273]
Рудник Пайн-Крик, район Бишоп, Inyo Co., Калифорния; W(Mo, Cu)	> 6 млн. т.; 0,5 % WO_3	Нижнепалеозойские пелиты, известняки, песчаники	Стратиформная, иногда жилы; ретроградные скарны у контактов с кварцевыми монцонитами	Батолит порфировых кварцевых монцонитов, линзы пегматитов; текстуры течения, мирмекитовая структура	Пироксен-плагиоклаз-эпидот-гранатовые эндоскарны; биотит — сульфиды	Gar (Ad_{30-72} Sp+Al_{5-80}), Рух(Hd_{50-82} Jo_{3-18}), везувиан, волластонит (плагиоклаз)	20 % роговой обманки, биотита, хлорита, эпидота, плагиоклаза, флюорита, апатита, сфена, цеолитов	Халькопирит, молибденит, магнетит, пирит (пирротин, сфалерит)	$P > 1{,}5$ кбар, $T_p = 550-450°$ С, $T_r = 450-350°$ С, $X_{CO_2} = 0{,}2-0{,}03$ (минеральное равновесие)	[29, 145, 465, 46, 307]
Рудник Блэк-	> 0,6 млн. т;	Палеозой-	Стратиформ-	Плутон пор-	Кварц — по-	Gar(Ad_{28-78}	60—70 % био-	Пирротин,		[342, 117,

Рок, Mono, Co., Калифорния; W	0,5 % WO_3	ские углистые мергели, пелиты, известняки/пелитовые конгломераты, известняки	ная, ноздреватая; ретроградные изменения вдоль литологических контактов и близ интрузива	фировых кварцевых монцонитов (207—210 млн. лет), иногда дайки; мирмекитовая структура	левой шпат; мусковит — кварц — пирит — пирротин
Рудник Стробери, Madera Co., Калифорния; W	> 0,5 млн. т; 0,9 % WO_3	Пермские — триасовые мергели, сланцы, риолиты, песчаники, немного известняков	Стратиформная, ноздреватая; иногда жильные скарны, ретроградные скарны примыкают к кварцевым монцонитам	Батолит гранодиоритов и кварцевых монцонитов (95 млн. лет), пегматитовые и аплитовые дайки	Пироксен-плагиоклаз-эпидот-гранатовые эндоскарны; мусковит — кварц — кальцит
Тангстен-Джим, Custer Co., Айдахо; W	> 0,1 млн. т; 1,3 % WO_3	Каменноугольные углистые сланцы, известняки	Стратиформная, ноздреватая	Шток гранодиоритов/ /кварцевых монцонитов (88 млн. лет)	Эндоскарны; биотит — сульфиды
Фудзигатани, район Куга, префектура Ямагути, Япония	Среднее?	Каменноугольные переслаивающиеся известняки и пелиты	Стратиформная	Гранодиоритовый батолит под скарнами (92 млн. лет)	Эндоскарны
Рудник Сангдонг на юго-востоке Южной Кореи; W (Mo, Bi)	> 10 млн. т; 1% WO_3	Кембрийские переслаивающиеся пелиты и известняки	Стратиформная; ретроградные скарны в центре и внизу, прогрессивные — на периферии	Меловые кварцевые монцониты (предполагаемые)	
Майхуринское месторождение, Средняя Азия, СССР; W	Крупное	Каменноугольные известняки, сланцы	Стратиформная; сечется зонами ретроградных изменений	Палеозойский гранитоидный батолит	Кварц — полевой шпат — биотит

$Sp+Al_{5-72}$), $Pyx(Hg_{60-80}$ $Jo_{10-24})$, волластонит (плагиоклаз)	тита, роговой обманки, хлорита, эпидота, апатита, мусковита	магнетит, пирит, сфалерит (халькопирит, марказит, галенит)		307]
$Gar(Ad_{20-70}$ $Sp+Al_{3-52})$, $Pyx(Hd_{38-78}$ $Jo_{5-18})$, плагиоклаз, волластонит	5—10 % роговой обманки, эпидота, биотита, хлорита, цеолитов	Магнетит, пирит (пирротин, халькопирит, молибденит)	$T_p > 550°$ С (минеральное равновесие)	[248, 307, 311]
$Gar(Ad_{10-50}$ $Sp+Al_{8-24})$, пироксен геденбергитового состава, волластонит	20—30 % биотита, плагиоклаза, вольфрамита, флюорита, хлорита, апатита	Пирротин, пирит, халькопирит (висмутин, молибденит, сфалерит, висмут)	$T_p = 450-520°$ С, $T_r = 350-400°$ С (по включениям с поправкой на P)	[379], Р. Дж. Ньюберри, неопубликованные данные
$Gar(Ad_{5-20}$ $Sp+Al_{5-10})$, $Pyx(Hd_{70-95})$, волластонит, везувиан	5—10 % роговой обманки, клиноцоизита, хлорита, мусковита	Пирротин, халькопирит, сфалерит	$T > 500°$ С (кордиерит), 4—8 % NaCl эквив., $T_r = 370-460°$ С	[203, 198, 359]
Гранат, пироксен, волластонит	30—60 % роговой обманки, биотита, плагиоклаза, вольфрамита, апатита	Пирит, пирротин, арсенопирит, молибденит, висмутин, халькопирит, сфалерит	$P > 1$ кбар, $T_p = 550°$ С, $T_r = 400-450°$ С, 15 % NaCl в ретроградных флюидах	[232, 209, 226, 122, 210]
Пироксен геденбергитового состава, $Gar(Ad_{49-74}$ $Sp+Al_{2-10})$	30 % (?) роговой обманки, биотита, хлорита, эпидота, флюорита	Магнетит, пирротин (сфалерит, халькопирит)	$T_p = 550-600°$ С (по включениям с поправкой на P)	[471, 345]

Продолжение табл. 5

Месторождение, металл	Запасы, содержание	Вмещающие породы	Морфология скарнов	Интрузивные породы	Изменения в интрузиве	Прогрессивные [1] минералы	Ретроградные [2] минералы	Рудные минералы	Условия образования	Ссылка
Месторождение Сало, Пиренеи, Франция; W	0,8 млн. т; 1,44 % WO_3	Кембрийские — ордовикские сланцы, известняки, мергели	Стратиформная; контактовые скарны в провесах кровли	Герцинский плутон равномернозернистых гранодиоритов	Пироксен-плагиоклазовые эндоскарны; эпидот — амфибол — кальцит	Gar(Ad_{20-35}), Pyx(Hd_{92-93} Jo_{5-12}), немного гранита, пироксен	20 % (?) роговой обманки, клиноцоизита	Пирротин, халькопирит, сфалерит (молибденит, висмут, висмутин)		[400]
Окисленные вольфрамсодержащие скарны										
Кинг-Айленд, Тасмания, Австралия; W	14 млн. т; 0,8 % WO_3	Нижнепротерозойские — кембрийские мергели, алевролиты, конгломераты, базальты, доломиты, известняки	Стратиформная, ноздреватая; ретроградные изменения вдоль литологических контактов	Батолит порфировых гранодиоритов и кварцевых монцонитов (345 млн. лет), пегматитовые и аплитовые дайки; мирмекитовая структура	Пироксен-плагиоклазовые эндоскарны	Gar (Ad_{55-87} Sp_{2-3}), Pyx(Hd_{41-88} Jo_{4-7}) (везувиан, волластонит)	10—20 % роговой обманки, эпидота, апатита	Пирит, пирротин, молибденит (халькопирит, сфалерит, галенит, висмутин)	$P > 1$ кбар, $T_p = 750-500°$ С $T_r = 450-300°$ С (по включениям)	[111, 256, 95, 249, 419]
Браунс-Лейк/ /Лост-Крик, Beaverhead Co., Монтана; W(Cu)	0,6 млн. т; 0,35 % WO_3	Пенсильванские гематитовые алевриты, глинисто-доломитовые известняки, пелиты	Стратиформная, ноздреватая	Батолит порфировых кварцевых монцонитов, иногда аплитовые дайки	Пироксен-плагиоклазовые эндоскарны	Gar(Ad_{43-95} Sp_{0-3}), Pyx(Hd_{12-25})	5—10% роговой обманки, эпидота, тремолита	Магнетит, халькопирит, пирит (борнит)		[320, 79] Дж. Науэлл, Дж. Траммел, неопубликованные данные
Скарны Осгуд-Маунтинс, Humbolt Co., Невада; W(Mo)	1,4 млн. т; 0,45 % WO_3	Кембрийские переслаивающиеся известняки и углистые сланцы	Стратиформная; иногда жилы, от ноздреватых до массивных	Плутон равномернозернистых гранодиоритов (89—92 млн. лет), аплитовые массы	Кварц, полевой шпат; пироксен-плагиоклазовые эндоскарны; мусковит — пирит	Gar(Ad_{20-80} $Al + Sp_5$), Pyx(Hd_{60-85}), волластонит	10 % роговой обманки, эпидота, хлорита, плагиоклаза, везувиана	Магнетит — пирит, молибденит, пирротин (сфалерит, галенит)	$P = 1,5$ кбар $T_p = 550-650°$ С, $T_r = 520-350°$ С (по стабильным изотопам)	[178, 188, 422], Ньюберри, неопубликованные данные, [424]
Эль-Жаралито, район Бавиакора, Сонора, Мексика, W	> 0,5 млн. т; 0,54 % WO_3	Палеозойские пелиты, глинистые известняки, песчаники	Стратиформная, ноздреватая; ретроградные изменения вдоль контактов	Позднемеловой батолит порфировых гранодиоритов, пегматитовые дайки; мирмекитовая структура	Пироксен-плагиоклазовые эндоскарны	Gar(Ad_{25-70} Sp_{0-11}), Pyx(Hg_{18-35}), волластонит, везувиан	5 % роговой обманки, эпидота	Пирит (халькопирит, молибденит)	$P > 1$ кбар, $T_p = 600-480°$ С, $T_r = 440-300°$ С, 26 % NaCl эквив.	[323, 108]

Киммерия, Ксанти, Греция; W	Небольшие?	Мрамор	Стратиформная	Гранодиоритовый батолит; мирмекитовая структура	?	Гранат, волластонит	30—50 % (??) эпидота, актинолита	Магнетит, халькопирит, сфалерит		[16]
Костабонн, Пиренеи, Франция; W(Zn)	0,7 млн. т; 0,35 % WO_3	Кембрийские доломиты, сланцы, известняки	Стратиформная	Плутон кварцевых монцонитов (300 млн. лет), иногда дайки	Эндоскарны; мусковит, кварц	Gar(Ad_{25-98} $Sp+Al_{0-20}$), Pyx(Hd_{2-38} Jo_{2-17})	20—30 % хлорита, серпентина, флогопита, амфибола	Магнетит, пирротин, сфалерит, (молибденит)	$P = 1,5-2$ кбар, $X_{CO_2} = 0,2-0,05$, $T_p = 550-450°$ С, $T_r = 350-450°$ С, 15 % NaCl эквив.	[156]
Скарны с полиметаллическим оруденением и небольшим количеством вольфрама										
Район Семи Рилских озер, Болгария; W(Bi)	Средние?	Протерозойские сланцы, гнейсы и мраморы	Стратиформная	Герцинские «граниты», много пегматитов	?	Пироксен, гранат, везувиан, плагиоклаз	20—30 % (?) амфибола, эпидота, флогопита, хлорита	Пирит, пирротин, магнетит, сфалерит, халькопирит, висмутин, галенит		[472]
Чорух-Дайрон, Таджикская ССР; W(Mo, Cu)	Большие	Девонские — миссисипские известняки	Стратиформная	Верхнепалеозойский батолит гранодиоритов и кварцевых монцонитов, пегматитовые и аплитовые дайки	Скаполит; биотит — полевой шпат	Гранат, пироксен, скаполит	20 % (?) роговой обманки, эпидота, плагиоклаза, флюорита, цеолитов	Пирит, халькопирит, молибденит (сфалерит, галенит)	$P = 1,6$ кбар, $T_p = 550-470°$ С, $T_r = 450-400°$ С, 45—7 % NaCl эквив.	[290, 370]
Тим-Пиут, Lincoln Co., Невада; W(Zn)	> 0,5 млн. т; 0,5 % WO_3, 0,2 % Zn	Девонские — каменноугольные известняки, сланцы	Стратиформная, местами секущая	Меловые плутоны равномернозернистых кварцевых монцонитов	Эпидотовые эндоскарны; мусковит — кварц — кальцит — пирит	Gar($Ad_{2°-78}$ Sp_{1-15}), Pyx(Hd_{35} Jo_9)	40—50 % актинолита (Ft_{15}), хлорита, флюорита, эпидота	Пирит, пирротин, магнетит, сфалерит, молибденит (халькопирит, висмутин, галенит)		[34, 64] Р. Дж. Ньюберри, неопубликованные данные
Тырныауз, Северный Кавказ, СССР: Mo(W)	Очень большие?	Каменноугольные известняки, глинистые песчаники	Стратиформная	Позднепалеозойский батолит порфировых биотит-кварцевых монцонитов	Эндоскарны; слюда — сульфиды	Пироксен геденбергитового состава, Ga(Ad_{30-100}), волластонит, везувиан	30 % хлорита, эпидота, альбита, флюорита, сфена	Молибденит, магнетит, халькопирит, сфалерит, пирит, арсенопирит	$T_p = 580-470°$ С, $T_r = 330-460°$ С (по включениям с поправкой на P)	[263, 331]

[1] Составы гранатов (Gar) выражены в мольных процентах андрадита (Ad), альмандина (Al) и спессартина (Sp); остаток представлен гроссуляром. Составы пироксенов (Pyx) выражены в мольных процентах геденбергита (Hd) и йохансенита (Jo); остаток представлен диопсидом.

[2] Степень ретроградного изменения выражена приближенно в процентах ко всему объему скарна; все ретроградные ассоциации включают кварц, кальцит и рудные минералы. Ft — ферротремолит.

[3] T_p — температура образования прогрессивных скарнов, T_r — температура образования ретроградных скарнов.

плутонов и связанных с ними медьсодержащих скарнов, как это описано Бернемом [55] и Эйнауди [114]. Бернем [55] показал, что избыточное давление, а следовательно, тенденция к трещинообразованию, связанному с высвобождением летучих из магм, уменьшаются с глубиной. Все вышеупомянутые особенности свидетельствуют о том, что крупные, не нарушенные трещинами плутоны, с которыми связаны вольфрамоносные скарны, внедрялись в кору на большей глубине, чем плутоны, с которыми ассоциируется медно-порфировое оруденение.

Видимое изменение интрузивных пород, с которыми связаны вольфрамсодержащие скарны, обычно ограничено узкой зоной эндоскарнов, содержащих близ контактов со скарнами клинопироксен и эпидот, как это отмечалось Тейлором [422], Эдвардсом и др. [111] и Райтом [465]. Ряд авторов [29, 117, 100, 323] описали обильное развитие кварц-полевошпатовых мирмекитов в интрузивах вблизи скарновых месторождений вольфрамовых руд. В то же время в интрузивных породах отсутствуют признаки высокотемпературных изменений, одновременных с процессом раннего скарнообразования. В небольшом числе случаев изменения, выражающиеся в развитии мусковита (или биотита), кварца и пирита, отмечаются в интрузивных породах рядом с зонами ретроградных изменений в скарнах [117, 468, 307]. Контраст между неизмененными интрузивными породами, связанными с вольфрамоносными скарнами, и сильно измененными интрузивными породами, ассоциирующимися с широко развитыми скарнами медных руд, поразителен, на что указывают Ньюберри и Эйнауди (в печати), и предполагает существенные различия в геологическом положении обоих известково-щелочных типов скарнов.

Вольфрамоносные скарны обычно располагаются в глинистых карбонатных породах и в толщах переслаивающихся карбонатных и пелитовых или карбонатных и вулканических пород (например, Кинг-Айленд, Тасмания [111]; Сангдонг, Южная Корея [209]; Сьерра-Невада, Калифорния [305]). На многих месторождениях вмещающие породы относятся к высококарбонатным, что обусловливает низкую степень окисленности при скарнообразовании [100, 376]. Вольфрамсодержащие скарны обычно находятся в самом нижнем карбонатном слое разреза; типичной вмещающей породой являются загрязненные известняки кембрийского возраста, как это имеет место в Кинг-Айленде (Тасмания) [111], Осгуд-Маунтинсе [188], Кенеда-Тангстене (Северо-Западные территории) [90], Сангдонге (Южная Корея) [209] и Айванпе (Калифорния) [173].

Метаморфизм нечистых карбонатных пород под влиянием близлежащих плутонов приводит к образованию метаморфических известковых силикатов, как это впервые было отмечено Линдгреном [264], Барреллом [23] и Гольдшмидтом [141]. Для районов развития вольфрамоносных скарнов характерны пустые, обычно бедные железом известковые силикаты, залегающие под богатыми железом, как правило, шеелитсодержащими скарнами. Эти бедные вольфрамом или вообще не содержащие его породы обычно тонко переслаиваются с вольфрамоносными скарнами, что создает определенные трудности при отработке. Происхождение и значение таких пустых известковых силикатов были предметом оживленных споров. Бейтман [29] отнес зоны бедных железом известковых силикатов, залегающих между скарнами и мраморами, к «зоне осветленных и окремнелых мраморов» и объяснял их происхождение метаморфической перекристаллизацией, сопровождавшей разрушение карбонатного материала. Грей и др. [145] эти же образования трактовали как «известково-силикатные породы» и высказали предположение вопреки предыдущему автору об их метасоматическом происхождении. Сходным образом Нокльберг [311] приписал метасоматическое происхождение пустым волластонит-везувиановым породам, окружающим гранат-пироксеновые скарны в Строберри (Калифорния). Если такие породы относятся к метасоматическим, то их

образование должно было происходить в метасоматическую стадию, богатую магнием и алюминием и бедную вольфрамом; если же они метаморфические, то это предполагает наличие загрязненной глинистым материалом карбонатной протопороды. В ряде случаев в нечистых карбонатах могут располагаться бедные железом известково-силикатные прослои (например, в Джонсон-Кэмпе, Аризона [85]). Тот факт, что исключительно чистые мраморы, как это имеет место в Кенеда-Тангстене [468] и Гарнет-Дайке (Калифорния) [307], лишены зон бедных железом известковых силикатов, подтверждает предположение о том, что образование последних обычно связано с загрязнениями в мраморе.

Мрамор, роговики и мрамор с известково-силикатной минерализацией обычно изменены процессами раннего метасоматоза, что приводит к возникновению сложной зональной картины, наблюдаемой как в обнажениях, так и в прозрачных шлифах. Хотя на типичном вольфрамово-скарновом месторождении все типы пород затронуты метаморфизмом, распространение высоких концентраций шеелита ограничено метасоматически измененным мрамором, как это было отмечено на западе США Хессом и Ларсеном [172] и Краускопфом [248]. На толщи переслаивающихся пелитовых роговиков, реакционных скарнов и мраморов оказывает воздействие связанный с магматизмом инфильтрационный и диффузионный метасоматоз. Возникающая при этом минеральная зональность, описанная в Кинг-Айленде (Тасмания) [256, 249], Мак-Миллан-Пасс-Тангстене (Юкон — Северо-Западные территории, Канада) [100], Фудзигатани (Япония) [203] и в центральной Сьерра-Неваде (Калифорния) [221], чрезвычайно постоянна и обусловлена наличием в роговиках пустых пироксен-плагиоклазовых (эпидотовых) скарнов с внешней амфиболовой зоной, а в мраморах — гранат-пироксеновых скарнов с волластонит-везувиановой внешней зоной.

Вольфрамсодержащие скарны обычно стратифицированы; в некоторых случаях (например, Сангдонг, Южная Корея [209], Пайн-Крик, Калифорния [145]) скарны протягиваются на сотни метров вдоль литологических контактов, но мощность их не превышает 15 м. Жильные скарны редки. Скарны, которые образуются по нечистым мраморам с известково-силикатной минерализацией, грубозернистые, ноздреватые, с неравномерным распределением вольфрама [305]. Минеральный состав скарнов может рассматриваться как функция состава вмещающих пород [124], степени окисленности, обусловленной интрузивом [375], и степени окисленности, связанной с боковыми породами [124, 306].

Ньюберри [306] предложил выделять две основные разновидности вольфрамовых месторождений в скарнах (табл. 6): «восстановленные» («reduced»), или кантунг-мактунгские, типы, которые формируются в карбонатных вмещающих породах или на большой глубине, и «окисленные» («oxidized»), или кинг-айлендские, типы, образующиеся в некарбонатных или гематитовых вмещающих породах или на меньших глубинах. В табл. 7 перечислены вольфрамоносные скарны, выделенные по этому признаку. Восстановленные скарны, подобные тем, которые встречаются в пределах Северо-Западных территорий и территории Юкон (Канада) [102], сложены широко представленными закисножелезистыми ассоциациями, включающими пироксен геденбергитового состава, гранат альмандинового ряда, биотит и роговую обманку. Окисленные скарны, такие, как скарн Лост-Крик [79], содержат обильные окисножелезистые ассоциации, включающие гранат андрадитового ряда и эпидот. Минеральные составы вольфрамоносных скарнов (рис. 1) образуют непрерывный ряд от преимущественно закисножелезистых разностей (рис. 1, вверху) до умеренно окисных (рис. 1, внизу), что отражает в некоторых случаях тонкие различия в условиях образования. Однако даже те скарны, которые содержат фазы, богатые окисью железа, характеризуются

Таблица 6. **Характерные отличия восстановленных и окисленных вольфрамоносных скарнов**

	Восстановленные скарны	Окисленные скарны
Прогрессивная стадия		
Пироксен/гранат	От 10 : 1 до 2 : 1	От 1 : 1 до 1 : 10
Состав пироксена:		
мол. % геденбергита	60—90	20—70
мол. % йохансенита	5—20	0—5
Состав граната:		
мол. % андрадита	10—50	50—80
Состав позднего граната:		
мол. % андрадита	0—50	80—100
мол. % спессартина	5—35	0—5
мол. % альмандина	5—40	0
Ретроградная стадия		
Типичные ассоциации	Биотит — плагиоклаз — рудные ± кальцит; роговая обманка — рудные — кварц — кальцит	Эпидот — хлорит — кальцит — кварц; актинолит — рудные — кварц — кальцит
Состав амфибола:		
мол. % ферротремолита	5—80	30—60
мол. % тремолита	0—30	30—70
мол. % ферропаргасита	70—100	5—20
Определяющие рудные минералы	Пирротин, магнетит (пирит, самородный висмут)	Пирит (магнетит, пирротин, висмутин)

Таблица 7. **Классификация вольфрамсодержащих скарновых месторождений** [1]

	Ссылка
Восстановленные вольфрамсодержащие скарны	
Мак-Миллан-Пасс, Юкон — Северо-Западные территории, Канада	[100, 102]
Кенеда-Тангстен, Северо-Западные территории, Канада	[36, 468, 90, 12]
Ленид, Северо-Западные территории, Канада	[101, 102]
Бейли, Юкон, Канада	[101, 102]
Кастнар-Крик, район Майо, Юкон, Канада	[273]
Рудник Эмералд, район Салмо, Британская Колумбия, Канада	[19, 273]
Гилмор-Дом, Фэрбенкс, Аляска	[65]
Тангстен-Джим, графство Кастер, Айдахо	[84, 379]
Рудник Найтингейл, Pershing Co., Невада	[396]
Рудник Блэк-Рок, Mono Co., Калифорния	[117, 307]
Рудник Хардпойнт, Mono Co., Калифорния	[296, 307]
Рудники Хилтон-Крик, Mono Co., Калифорния	[342, 307]
Рудник Пайн-Крик, Inyo Co., Калифорния	[27, 29, 145, 465, 307]
Рудник Строберри, Madera Co., Калифорния	[248, 307, 101]
Рудник Алпайн, Alpine Co., Калифорния	[89, 77, 307]
Рудник Сангдонг, Южная Корея	[232, 209, 210, 122]
Фудзигатани, префектура Ямагути, Япония	[203, 198, 359]
Майхуринское, Средняя Азия, СССР	[471, 345]
Рудник Сало, Пиренеи, Франция	[400]

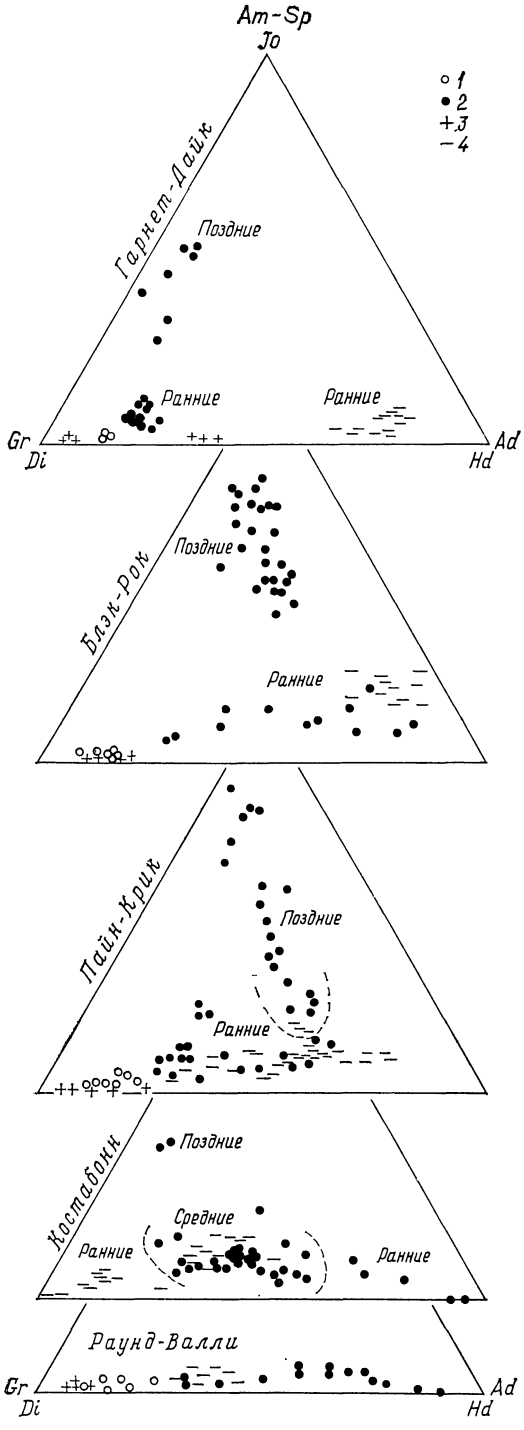
Продолжение табл. 7.

	Ссылка
Окисленные вольфрамсодержащие скарны	
Кинг-Айленд, Тасмания, Австралия	[111, 256, 95, 249]
Костабонн, Пиренеи, Франция	[156, 157]
Эль-Жаралито, район Бавиакора, Мексика	[323, 108]
Раунд-Валли, Inyo Co., Калифорния	[73, 262, 29, 307]
Рудник Невада — Массачусетс, Pershing Co., Невада	[218, 219]
Осгуд-Маунтинс, Humboldt Co., Невада	[178, 188, 422]
Лост-Крик/Браунс-Лейк, Beaverhead Co., Монтана	[320, 79]
Полиметаллические скарны с заметным количеством вольфрама	
Тим-Пиут, Lincoln Co., Невада — W (Mo, Zn, Pb, Ag, Bi)	[34, 64]
Район Семи Рилских озер, Болгария — W (Bi, Zn, Cu, Pb)	[472]
Район Рейлрод, Elko Co., Невада — Ag, Pb, Cu (W, Mo)	[144]
Монте-Кристо, White Pine Co., Невада — W (Mo, Ag)	[402]
Айрон-Маунтин, Sierra and Socorro Cos., Нью-Мексико — W (Fe, Be, Sn)	[204]
Кли, территория Юкон, Канада — W (Sn, Zn)	[101, 102]
Чорух-Дайрон, Таджикская ССР — W (Mo, Cu)	[290, 370, 263, 331]
Тырныауз, Северный Кавказ, СССР — Mo (W)	[263, 331]
Берч-Крик, Beaverhead Co., Монтана — Cu (W, Ag, Pb)	[137]
Азгур, Марокко — Mo (W, Cu, Pb, Zn)	[324, 341, 1]
Рудник Олд-Хикори, Milford Co., Юта — Cu (W)	[219]
Район Маккай, юго-западный Айдахо — Cu (W)	[84, 442]
Район Мерритт, Британская Колумбия, Канада — Cu (W)	[78]
Голд-Хилл, графство Туэле, Юта — Au, As, Be, (W, Cu, Ag)	[312]
Лост-Ривер, полуостров Сьюард, Аляска — Sn, Be, (W, Pb, Zn)	[352], Добсон (в печати)
Район Дарвин, Inyo Co., Калифорния — Pb, Ag, Zn, (W, Cu)	[215, 158, 110]
Район Минерал-Кинг, Tulare Co., Калифорния — Pb, Zn, Ag (W)	[238, 219]
Джонсон-Кэмп, Cochise Co., Аризона — Cu, Zn (W)	[18, 85, 86]
Не полностью охарактеризованные вольфрамсодержащие скарны	
Рудник Калверт, Beaverhead Co., Монтана	[450]
Рудник Уайлдхорс, Custer Co., Айдахо	[84]
Район Хедли, Британская Колумбия, Канада	[39, 40]
Месторождения Чалко, район Бридж-Ривер, Британская Колумбия, Канада	[410]
Район Нельсон, Британская Колумбия, Канада	[409, 273]
Клюан, район Уайтхорс, Юкон, Канада	[41]
Район Нельсон, Новая Зеландия	[464]
Киммерия, Ксанти, Греция	[16]

[1] Отнесение к определенной классификационной группе месторождений Ленид, Тангстен-Джим, Сангдонг, Невада — Массачусетс, Осгуд-Маунтинс, Тим-Пиут, Дарвин, Минерал-Кинг и Джонсон-Кэмп частично основано на неопубликованных данных Р. Дж. Ньюберри, района Рейлрод — на неопубликованных данных В. Гиллермана.

явно более высоким содержанием закиси железа, чем это обычно наблюдается в медьсодержащих скарновых ассоциациях.

Минералы, содержащие воду, в том числе биотит, роговая обманка, актинолит и эпидот, местами обычны для вольфрамоносных скарнов, в частности когда эти скарны примыкают к интрузиву и литологическим контактам или располагаются вдоль главных каналов гидротермальных систем. Зоны гидросиликатов, как правило, секут ранние метасоматические зоны. Грей и др. [145] и Ноклберг [311] наблюдали ассоциации водных минералов, которые размещались между ранними скарнами и интрузивными контактами. Исследователи пришли к выводу, что эти водные минералы были составной частью изотермальной зональной последовательности от интрузива до мрамора. Однако изучение газово-жидких включений, проведенное на месторождениях



Кенеда-Тангстен [468], Сангдонг (Южная Корея) [122], Кинг-Айленд (Тасмания) [419] и на руднике Тангстен-Джим (Айдахо) [379], а также стабильных изотопов в Осгуд-Маунтинсе (Невада) [422] и Пайн-Крике (Калифорния) [47] показало, что водные ассоциации образовались при более низких температурах, чем ранние безводные ассоциации. Типичные температуры составляют 600 — 500°C для ранних скарнов и 450—300°C для ретроградно измененных пород. Очень высокое содержание вольфрама неизменно связано с ретроградными ассоциациями, включающими большие количества сфена и апатита. Эти соотношения были отмечены Краускопфом [248], Бейтманом [28] и Диком [102]. Химический механизм для объяснения этого явления был предложен Ньюберри [308], который предположил, что большое количество кальция, освобождающееся при разрушении пироксеновых и гранатовых минералов во время ретроградных изменений, вызывает осаждение вольфрама из раствора.

В некоторых случаях зоны ретроградных изменений пересекают скарны. Они состоят из низкотемпературных ассоциаций, которые располагаются вдоль фронтальной границы мраморов и включают эпидот, хлорит и актинолит с переменными количествами флюорита и шеелита. Такие зоны обычны на Монте-Кристо [402] и Тим-Пиуте [64] в Неваде и иногда встречаются в Пайн-Крике

Рис. 1. Составы граната (*1* — метаморфического, *2* — метасоматического) и пироксена (*3* — метаморфического, *4* — метасоматического) в вольфрамово-скарновых месторождениях, выраженные в молярных соотношениях составляющих — гроссуляровой (Gr), андрадитовой (Ad) и альмандиновой + спессартиновой (Am-Sp) для гранатов и геденбергитовой (Hd) и йохансенитовой (Jo) для пироксенов. Месторождения располагаются, начиная от «восстановленных» (Гарнет-Дайк) и кончая «окисленными» (Раунд-Валли). Обратите внимание на сходство между картинами распределения поздних гранатов и пироксенов и тех же минералов в батолитовой обстановке среди скарнов с сульфидами цветных металлов на месторождении Йерингтон (Невада) [156, 307].

(Калифорния) [307]. Сульфиды, в частности халькопирит, пирротин и пирит, как правило, располагаются вместе с продуктами ретроградных изменений у интрузивных контактов и могут переходить на участки развития слюдисто-кварц-сульфидных измененных пород в самом интрузиве. Пирротин и халькопирит обычно присутствуют на месторождении Кенеда-Тангстен [90]; пирит, сфалерит и сульфиды свинца и висмута — в Тим-Пиуте [64], а халькопирит с подчиненными количествами магнетита, пирита и пирротина располагается вблизи интрузивных контактов на Пайн-Крике [145]. Во всех трех случаях сфалерит находится на удалении от халькопирита и присутствует в меньшем количестве.

В общем по минеральному составу и геологическим характеристикам вольфрамоносные скарны резко отличаются от медных и цинково-свинцовых скарновых месторождений, ассоциирующихся с известково-щелочными интрузивами. Эти различия в основном указывают на то, что образование вольфрамоносных скарнов происходило при более высоких температурах и на большей глубине, чем формирование медных и цинково-свинцовых скарновых месторождений [288].

Общая мировая добыча вольфрама из скарнов и его запасы рассчитаны по небольшому количеству месторождений: Сангдонг (Южная Корея), Кинг-Айленд (Тасмания), Кенеда-Тангстен (Северо-Западные территории) и Мак-Миллан-Пасс (территория Юкон) в Канаде, Пайн-Крик (Калифорния). Все эти месторождения заключают более 10 млн. т руды (см. табл. 5). Добыча из более мелких (от 1 тыс. до 0,1 млн. т) скарновых тел экономически оправдана только в военное время [179], когда стратегическая важность вольфрама учетверяет его цену, или же в том случае, когда скарны располагаются вблизи крупных рынков сбыта или непосредственных потребителей. Другие аспекты экономики и истории добычи вольфрама из скарновых месторождений рассмотрены Керром [219], Ларсеном и др. [257] и Хоббсом и Эллиотом [179].

Бортовое содержание вольфрама зависит от запасов, метода отработки, географического положения, размеров шеелитовых зерен и извлечения побочных продуктов. При среднемасштабных карьерных операциях на западе США с успехом добываются скарны со средними содержаниями менее 0,35% WO_3 [178]; при подземных работах на той же площади требуется среднее содержание 0,7% WO_3 и больше [27, 248]. В менее доступных районах мира для успешной добычи требуются значительно более высокие средние содержания; например, в пределах Северо-Западных территорий (Канада) при крупномасштабной добыче требуются средние содержания, равные 1% WO_3 и больше [90]. Поскольку вольфрамоносные скарны располагаются в нечистых глинистых известняках и в толщах, сложенных переслаивающимися известняками и глинистыми сланцами, то в карьерах при менее селективных методах отработки приходится извлекать значительные количества бедных пелитовых и известково-силикатных роговиков.

Количество шеелита, размер его зерен и содержание молибдена в нем варьируют в зависимости от характера известково-силикатного жильного материала в скарнах, и все три показателя влияют на экономический потенциал месторождения. В общем ранние безводные скарны заключают умеренные и относительно постоянные концентрации тонкозернистого высокомолибденистого шеелита; скарны, измененные ретроградными флюидами, характеризуются очень высокими до низких содержаниями средне- и крупнозернистого низкомолибденистого шеелита [248, 307]. Например, на руднике Сангдонг [122] экономически рентабельные содержания вольфрама отмечаются в скарнах, сложенных ассоциациями биотита и преобладающей роговой обманки (среднее содержание 0,3—2,5% WO_3), в то время как неизмененные гранат-пироксеновые скарны характеризуются средними содержани-

ями 0,5% WO_3, лежащими на грани экономической рентабельности. Скарны, в значительной степени подвергшиеся ретроградному изменению, частично пригодны для небольшой селективной отработки [248], поскольку они характеризуются присутствием эрратических богатых жил и зон измененных пород.

Скарновые месторождения меди

Большинство скарновых месторождений, разрабатываемых на медь, ассоциируются со штоками известково-щелочных гранодиоритов и кварцевых монцонитов, внедрившимися в орогенических поясах окраин континентов. Эти месторождения, образование которых происходило в отрезок времени от мезозоя до третичного периода, широко распространены в Перу, Мексике, США, Японии и СССР. Известно небольшое число скарновых месторождений меди на океанических островных дугах, где они ассоциируются с кварцдиоритовыми и гранодиоритовыми плутонами; к ним относятся, например, рудник Росита (Гондурас) [32] и рудник Меме (Гаити) [223]. В табл. 8 приведен список наиболее полно описанных скарновых месторождений меди.

Как группа медьсодержащие скарны характеризуются ассоциацией с кислыми гипабиссальными штоками пород с порфировой текстурой, близостью к контактам этих штоков, высоким отношением гранат/пироксен, сравнительно окисленными ассоциациями (гранат андрадитового ряда, пироксен диопсидового состава, магнетит + гематит) и умеренными до высоких содержаниями сульфидов. К этой группе относится ряд крупнейших в мире скарновых месторождений, таких, как связанные с медно-порфировым оруденением скарны юго-западной части Северной Америки [114], которые обычно содержат 50—600 млн. т медной руды (0,5—5 млн. т. Cu) в виде скарнов и известково-силикатных роговиков (табл. 9, 10). Эти месторождения, ассоциирующиеся с минерализованными штоками, служат лучшим примером связи между магматическими процессами и скарнообразованием. Из-за этой связи, а также из-за экономической важности этих месторождений они будут особо разобраны в следующем разделе.

Зоны медьсодержащих скарнов, связанных с пустыми штоками (табл. 11), обычно имеют меньший размер, их запасы колеблются от 1 млн. т до 50 млн. т руды (25—120 тыс. т Cu). Некоторые из них, такие, как рудник Такине (Япония) [231] и рудник Росита (Гондурас) [32], обнаруживают много черт, свойственных известковым железным скарнам, перечисленным в табл. 3. Другие месторождения, подобные Консепсьон-дель-Оро (Мексика) [63], Саяк I (СССР) [356], Ягуки (Япония) [372, 231] и Кобриза (Перу) [66], характеризуются сложным минеральным составом, включающим сульфиды Cu, Fe, Pb, Zn, Bi, Co, Mo и As и жильные минералы — промежуточный грандит и пироксен геденбергитового состава. Несмотря на тот факт, что эти месторождения разрабатываются на медь, по своим геологическим и геохимическим чертам они ближе к полиметаллическим скарновым месторождениям, перечисленным в табл. 15.

Скарны, связанные с медно-порфировым оруденением. Крупные скарновые месторождения меди ассоциируются со всеми медно-порфировыми плутонами, внедрившимися в карбонатные породы. Возраст известных месторождений колеблется от девона (358 млн. лет) (Гаспе, Квебек [6]) до плейстоцена (1,2 млн. лет) (Ок-Теди, Папуа — Новая Гвинея [21]). Однако самое крупное скопление месторождений находится в ларамийской (70—50 млн. лет) медно-порфировой провинции на юго-западе США.

Связанные с медно-порфировым оруденением меденосные скарны ассоциируются с комплексами сильно трещиноватых субвулканических гранодиорит-

Таблица 8. **Примеры известковых скарнов с медным оруденением**

	Ссылка
Ассоциирующиеся с безрудными штоками (обычно небольшие месторождения)	
Кобриза, Уанкавелика, Перу	[66]
Тинтайя, Куско, Перу	[429]
Ферробамба, Апуримак, Перу	[429]
Антамина, Анкаш, Перу	[329]
Мажистраль, Анкаш, Перу	[329]
Минас-де-Оро, Гондурас	[387]
Росита, Селая, Гондурас	[32]
Меме, Гаити	[223]
Консепсьон-дель-Оро, Сакатекас, Мексика	[63]
Пинос-Альтос, Нью-Мексико	[284]
Сан-Педро, Нью-Мексико	[14]
Мейсон-Валли, район Йерингтон, Невада	[112]
Элкхорн, Монтана	[233]
Блу-Белл, район Эллистон, Монтана	[235]
Эмпайр, Маккай, Айдахо	[442]
Такиу, район Титибу, Сайтама, Япония	[231]
Акатани, Ниигата, Япония	[197]
Вага — Сеннин, Ивате, Япония	[195]
Ягуки, Фукусима, Япония	[372]
Офукэ, Ямагути, Япония	[415]
Турьинская группа, Гумешевское, Урал, СССР	[356]
Саякская группа, Казахстан, СССР	[356]
Курутегерекское, Киргизия, СССР	[356]
Киялых-Узеньское, Алтае-Саянский район, СССР	[331]
Ассоциирующиеся с медно-порфировыми штоками (обычно очень крупные месторождения)	
Потрерильос, Атакама, Чили	
Морокоча, Хунин, Перу	[329]
Кананеа, Сонора, Мексика	[287]
Санта-Рита, Нью-Мексико	[310]
Континентал, Нью-Мексико	[114]
Кристмас, Аризона	[326]
Моренси, Аризона	[294]
Туин-Бюттс, Аризона	[24]
Мишен, Аризона	[339, 133]
Пима, Аризона	[254]
Силвер-Белл, Аризона	[146]
Лейкшор, Аризона	[404]
Бингем, Юта	[15]
Или, Невада	[205]
Коппер-Каньон, Невада	[35]
Крейгмонт, Британская Колумбия, Канада	[76]
Гаспе, Квебек, Канада	[276,6]
Речк, Венгрия	У. Дж. Мур, личное сообщение
Ок-Теди, Папуа — Новая Гвинея	[21]

и кварц-монцонит-порфировых штоков и даек и брекчиевыми трубками. Штоки обнаруживают различную степень калий-кремниевого изменения и серицитизации, связанных с прожилково-вкрапленной минерализацией сульфидов меди и железа. Вертикальная протяженность минерализованных пород равна 1 — 2 км. Глубина от первичной поверхности, оцененная с помощью стратиграфо-структурных реконструкций [205, 326] и изучения газово-жидких включений [295,2], колеблется от 1—2 км для приповерхностных серицитизированных рудных зон до 3—5 км для самых глубоких рудных зон, подвергшихся калий-кремниевому метасоматозу. Эти глубины эквивалентны лито-

Таблица 9. **Общее содержание, запасы и количественные соотношения руды с вме-**
месторождений юго-западной части США

Месторождение	Общее количество руды (в млн. т)	Общее содержание, % Cu	Минерализация в магмати	
			% всей руды	% Cu гипогенной
Кристмас, Аризона	~80 п + з [1]	~0,7	0	0,05—0,1
Континентал, Нью-Мексико	47 п + з	~1,0	0	0,04
Туин-Бьюттс, Аризона	500 п + з	0,78	5?	0,1—0,5 ср. <0,3?
Мишен, Аризона	500 п + з	~0,8	5?	0,1—0,4
Лейкшор, Аризона	265 з	0,8		~0,5?
Бингем, Юта	1350 п	0,9	70	0,62 (1975)
Санта-Рита, Нью-Мексико	~350 п	0,9	80 (супергенная)	0,1—0,3
Или, Невада	~300 п	1,1	80	0,4—2,0
Силвер-Белл, Аризона	75 п	0,86	85 (супергенная)	0,1—0,35
Моренси, Аризона	353 п	~ 1,1	~99 (супергенная)	0,1—0,15

[1] Минерализация к западу от разлома Джокер.
[2] Оценка будущих возможностей.
Содержание супергенной руды относится к супергенным сульфидам, кроме особо оговоренных открытой разработке; ск — скарн; ок — окисленная руда.

статическому давлению от 220 до 1100 бар и гидростатическому давлению от 100 до 500 бар.

Внедрение медно-порфировых плутонов на небольшую глубину нашло свое отражение в их небольшом размере, высокой степени трещиноватости и наличии тонкозернистых порфировых структур. Характер изменения и минерализации показывает, что гидротермальные флюиды, как магматические, так и метеорные, были относительно окисленными. Связанные с ними меднорудные скарны соответствуют этим условиям, на что указывает присутствие граната, богатого окисью железа, и клинопироксена, бедного закисью железа. Для скарнов характерны большие мощности, что связано с увеличением потока флюидов и выделением CO_2 из-за высокой трещиноватости пород, а следовательно, из-за их повышенной проницаемости при низком давлении. Низкие давления и пониженное X_{CO_2} также позволяют скарнообразованию идти при более низких температурах, чем те, которые устанавливаются на большей глубине. Изучение газово-жидких включений и минеральных равновесий показывает, что раннее скарнообразование в условиях кристаллизации порфировых пород протекает при 500—350°С (см. табл. 20, внизу); эти температуры могут быть слишком низкими для крупномасштабного отложения шеелита (шеелит иногда присутствует непосредственно близ контактов плутона) и слишком высокими для выделения сфалерита (Ньюберри и Эйнауди, в печати).

Эволюционно-временна́я направленность процессов изменения и минерализации в порфировых штоках от раннего калий-кремниевого метасоматоза к более поздней серицитизации отмечалась рядом исследователей. Калий-кремниевый метасоматоз и Cu-Fe-сульфидная минерализация обычно происходят во время начального охлаждения магматических флюидов от 600 до 400°С, о чем свидетельствуют полевые наблюдения [154], данные исследований

щающими магматическими и известковыми породами в скарнах медно-порфировых

ческих породах	Минерализация в известковых породах			Ссылка
% Cu супергенной	% всей руды	% Cu гипогенной	% Cu супергенной	
Отсутствует	100	~2,0 п. р. 0,6 о. р.		[326, 246]
Отсутствует	100	~2,0 п. р. 0,85 о. р.		У. Т. Уортингтон, личное сообщение
Отсутствует	80	0,73 о. р. ~1,2 п. р., ск	1,0 ок о. р.	[11, 24]
Отсутствует	80	0,4—2,0 о. р.		[133, 227]
~1,5 ок		1,7 п. р.		[160, 404]
1—2	30	1,5—2,0 п. р., з		[43, 115, 11, 114]
0,9	20	0,9 о. р.		[347, 310]
1—2	20			[30]
0,81	15	3,5 п. р. 0,8 о. р.	1,02 ок о. р.	[146]
2—4 п. р. 1,00 о. р.	1	<1	5—20 ок	[294]

случаев. Сокращения: и — извлеченная; з — запасы; п. р.— при подземной разработке; о. р.— при

газово-жидких включений [344, 295], распределение элементов и изотопов между минеральными фазами [371, 44] и изучение соотношений изотопов кислорода и водорода [371]. Корреляция между калий-кремниевым метасоматозом в плутонах и прогрессивным скарнообразованием и между интенсивными гидротермальными изменениями в плутонах и разложением скарнов или замещением известняков кремнеземом и пиритом установлена на месторождениях Санта-Рита [310], Или [205] и Бингем [15]. Если имеется плутон, подвергшийся калий-кремниевому метасоматозу, то минеральные ассоциации в карбонатных породах могут быть предсказаны только на основании первичного состава этих пород; по известнякам развиваются гранат андрадитового ряда и пироксен диопсидового состава с пиритом, халькопиритом и магнетитом, а по доломитам образуются форстерит-серпентин-магнетит-халькопиритовые скарны. В течение этой же ранней стадии пироксеновые роговики превращаются в актинолитовые и биотитовые роговики и одновременно образуются пирит-халькопирит-магнетитовые прожилки.

В известковых скарнах ранние силикаты представлены гранатом, клинопироксеном и волластонитом, которые обычно располагаются зонально относительно интрузивных и литологических контактов. Если присутствует волластонит, то он вместе с подчиненными ему гранатом, везувианом и клинопироксеном располагается во внешней зоне вблизи мрамора. Гранат вместе с подчиненным количеством клинопироксена образует самую внутреннюю зону близ порфиров или слоев кремнистых роговиков и обычно распределяется зонально, что подчеркивается его окраской, меняющейся от розовато-коричневой вблизи штока до зеленоватой на удалении, особенно там, где гранат замещает волластонит. В некоторых случаях отношение гранат/клинопироксен уменьшается по мере удаления от штока или центра жилы; замещение клинопироксена гранатом более обычно, чем обратный процесс, что находится

Таблица 10. **Особенности меднорудных скарнов, связанных с медно-порфировыми месторождениями**

Месторождение	Запасы и содержания в рудных скарнах	Возраст и морфология интрузивов	Изменения и минерализация в интрузиве	Известковые скарны		Магнезиальные скарны	Ссылка
				Зональное распределение главных минералов: шток → мрамор	Ретроградные изменения		
Кристмас, Аризона	100 млн. т; 0,7% Cu о.р.	Комплекс гранодиорит-порфировых некков/даек (62 млн. лет), 0,5 × 0,5 км	Главным образом К-метасоматоз с халькопиритом > борнитом, очень слабая серицитизация; несколько метров эндоскарнов: пироксен, гранат, везувиан, халькопирит > пирит; 0,05—0,1% Cu	Гранат — эпидот — магнетит — пирит > халькопирит → гранат, борнит > халькопирит, сфалерит; Ad_{72-91}	Немного кальцита	Крупная залежь; форстерит, магнетит, брусит; халькопирит, пирит (сфалерит)	[325, 326]
Туин-Бьюттс, Аризона	400 млн. т; 0,73% Cu, 0,03% Mo о.р.	Комплекс риодацитовых и кварцмонцонит-порфировых некков, 0,5 × 0,5 км	Умеренный К-метасоматоз с халькопиритом > пиритом, очень слабая серицитизация с пиритом > халькопиритом; эндоскарнов нет; в среднем 0,3% Cu?	Гранат — пироксен — кварц; магнетит, пирит — халькопирит, 1,3% Cu, 0,05% Mo, 0,37 унция/т Ag → зеленый гранат, волластонит, везувиан, халькопирит, борнит, сфалерит (± пирротин, магнетит)	Умеренные; кварц-эпидот-пирит-халькопиритовые прожилки в гранате, актинолит в пироксене	Небольшая залежь; серпентин, тремолит, магнетит, халькопирит, пирит; 1,2% Cu, 0,03% Mo	[24]
Мишен, Аризона	400 млн. т; 0,8% Cu, 0,009% Mo, 0,024% Pb, 0,28 унция/т Ag о.р.	Кварцмонцонит-порфировый шток (60 млн. лет), 1,5 × 1 км; на рудном поле порфировые штоки	Главным образом К-метасоматоз; умеренная серицитизация с пиритом > халькопиритом; 0,1—0,4% Cu	Гранат — пироксен — халькопирит — пирит, 0,4% Cu → гранат — волластонит — халькопирит — борнит → высокое содержание борнита (сфалерит, пирротин, теннантит) в мраморе, 2,5—4% Cu; Ad_{95-100}	Незначительные: кальцит — кварц — гематит в пироксене, кальцит — кварц в волластоните	Небольшая залежь: серпентин, магнетит, тремолит, кальцит, халькопирит	[339, 133, 114]

Таблица 10 (продолжение)

Месторождение	Запасы и содержания в рудных скарнах	Возраст и морфология интрузивов	Изменения и минерализация в интрузиве	Известковые скарны		Магнезиальные скарны	Ссылка
				Зональное распределение главных минералов: шток → мрамор	Ретроградные изменения		
Эль-Тиро, Силвер-Белл, Аризона	> 50 млн. т; 0,8% Cu, 0,8% Zn о.р.	Неправильной формы кварц-монцонит-порфировый шток (66 млн. лет), 0,5 × 0,5 км	Главным образом К-метасоматоз с пиритом — халькопиритом; умеренная серицитизация с пиритом ≫ халькопиритом; 0,1—0,35% Cu, 0,02% Mo, 0,08 унция/т Ag	Гранат — диопсид, пирит > халькопирит, магнетит → зеленый гранат — волластонит, борнит, халькопирит, сфалерит	Незначительное: кварц, гематит, пирит	Серпентин, магнетит, пирит, халькопирит	[340, 146]
Бингем, Юта	> 100 млн. т; 2% Cu + 150 млн. т 1,2% Cu, 0,03% Mo, 0,4 унция/т Ag и.р.	Очень неправильной формы монцонит- и кварц-монцонит-порфировый шток (38 млн. лет), 2 × ×1,5 км, поздние кварц-латитовые дайки, брекчии	Главным образом К-метасоматоз с халькопиритом — борнитом и халькопиритом ≫ пиритом, умеренная серицитизация с пиритом > халькопиритом; 0,8% Cu, 0,04% Mo; небольшая зона эпидот-амфиболовых эндоскарнов	Гранат — пироксен — магнетит, пирит > халькопирит → волластонит — гранат, борнит, халькопирит (сфалерит, пирит); Ad_{60-100}, средн. Ad_{98}, Hd_{5-35}	Значительное близ штока на верхних горизонтах; пирит, хлорит, монтмориллонит, тальк, опал	Отсутствует (нет доломита)	[15, 416]
Санта-Рита, Нью-Мексико	> 100 млн. т; 0,9% Cu о.р.	Удлиненный гранодиорит- и кварц-монцонит-порфировый шток (56 млн. лет), 1,2—2,8 км	Главным образом К-метасоматоз с пиритом > халькопиритом, умеренная серицитизация с пиритом ≫ халькопиритом; 0,1—0,3% Cu	Гранат — эпидот — магнетит — халькопирит → гранат — пироксен — пирит — халькопирит → гранат — сфалерит; в среднем пирит : халькопирит = 1 : 1 (до 10 : 1)	Значительное близ зон серицитизации: пирит, кварц, актинолит, хлорит, монтмориллонит, эпидот, сидерит; 20—75% магнетита, 10—15% сульфидов; пирит: халькопирит = 10 : 1 (до 25 : 1)	Отсутствует (нет доломита)	[310]

Таблица 10 (продолжение)

Месторождение	Запасы и содержания в рудных скарнах	Возраст и морфология интрузивов	Изменения и минерализация в интрузиве	Известковые скарны		Магнезиальные скарны	Ссылка
				Зональное распределение главных минералов: шток → мрамор	Ретроградные изменения		
Или, Невада	> 100 млн. т; (?) о.р.	Многочисленные мелкие штоки (0,5 × 0,5 км), силлы кварц-монцонитовых порфиров (110 млн. лет)	Главным образом К-метасоматоз с пиритом — халькопиритом, сильная серицитизация с пиритом > халькопиритом, местами первичная аргиллизация; 1% Cu	Гранат (Ad_{90-100}) — пироксен (Hd_{0-6}) → волластонит — пироксен — везувиан — местами зеленый гранат (Ad_{50-85}) → пирротин — магнетит — пирит или галенит — сфалерит	Крупные кварц-кальцит-магнетит-пирит-халькопиритовые жилы с нонтронитовым обрамлением среди граната, с актинолитовым (Ft_{17-31}) обрамлением среди пироксена; обширное кварц-кальцитовое замещение скарнов и известняков	Отсутствует (нет доломита)	[205]
Скарн Голд-Коаст, Маунт-Фубилан (Ок-Теди), Папуа — Новая Гвинея	30 млн. т; 2,5% Cu п.р.	Комплекс удлиненных многофазных штоков (1,2 млн. лет), 1 × 2,5 км; кварцевые латитовые порфиры, монцониты, трубки диоритовых брекчий	Главным образом К-метасоматоз с локальным развитием халькопирита > борнита, повсюду развиты халькопирит > пирит; незначительная серицитизация, 0,2—0,8% Cu; эндоскарны: ортоклаз, скаполит, эпидот, магнетит, халькопирит, 0,5% Cu	Гранат — пироксен → массивный магнетит с небольшим количеством пироксена, кальцита; магнетит > пирит > халькопирит; 1,5% Cu, Ad_{35-70}	Большое количество граната замещено кальцитом, магнетитом, (эпидотом); пироксен замещен актинолитом, изредка клиногумитом; в магнетитовых зонах — тремолит, тальк, пирит, халькопирит; массивное сульфидное замещение: пирит — пирротин, немного магнетита, халькопирита, марказита, галенита, сфалерита, очень немного карбоната, кварца, 0,1—5% Cu	Отсутствует? (имеющиеся магнезиальные ассоциации рассматриваются как локально развитые слои доломита)	[21, 106, 96]

Запасы включают количество всей руды в миллионах тонн. Составы граната выражены в мольных процентах андрадита (Ad), остаток представлен гроссуляром. Составы пироксена выражены в мольных процентах геденбергита (Hd), остаток представлен диопсидом. Состав актинолита выражен в мольных процентах железосодержащего конечного члена ряда ферротремолита (Ft), остаток представлен тремолитом. Возраст дан в миллионах лет. Сокращения: о.р. — при открытой разработке; п.р. — при подземной разработке.

Таблица 11. **Особенности известково-скарновых месторождений меди, ассоциирующихся с безрудными штоками**

Месторождение, металлы	Запасы, содержания	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Изменения в интрузиве	Морфология скарнов	Прогрессивные минералы	Ретроградные минералы	Рудные минералы	Ссылка
Простые типы									
Рудник Офуку, Ямагути, Япония; Cu, Ag, Fe	Добыто металлов > 1000 млн. т	Пермская толща кремнистых сланцев и известняков	Позднемеловые шток и дайки кварцевых диоритов и гранодиоритов	Диопсид	Вертикальные трубки, стратифицированный	Гранат — пироксен; волластонит — везувиан	Тремолит, хлорит, кварц, кальцит	Магнетит, халькопирит, пирит, пирротин	[415]
Антамина, Анкаш, Перу; Cu, Zn, (Ag, Mo)	?	Меловые известняки	Третичный кварц-монцонит-порфировый шток, 1,5 × 0,5 км	Диопсид, хлорит, альбит, клиноцоизит, серицит	Неправильная по форме зона контактовых скарнов шириной до 150 м	Gar ($Ad_{70}Alm_5$), волластонит, пироксен, шеелит	Актинолит, хлорит, кальцит, эпидот	Халькопирит, магнетит, пирит (молибденит, галенит, сфалерит, тетраэдрит)	[429, 319]
Рудник Такиу, Сайтама, Япония; Cu, Fe	Добыто металлов > 10 000 млн. т	Верхнепалеозойские — триасовые сланцы, известняки	Средне- до позднетретичных кварцевые диориты	В сланцах: эпидот, пироксен, плагиоклаз	Неправильная приконтактовая, стратиформная; 50—100 × 500 м по простиранию	Gar (Ad_{70-100}), Pyx (Hd_{2-30})	Актинолит (Ft_{30})	Халькопирит, магнетит, пирит	[231]
Рудник Росита, Селая, Гондурас; Cu (Au, Ag)	4 млн. т; 3% Cu, (супергенной)	Позднемеловые андезиты и известняки	Палеоценовые диориты	Эпидотовые эндоскарны	Контактовые скарны шириной 150 м	Красный гранат	?	Халькопирит, магнетит, пирит (пирротин, борнит)	[32]
Меме, Гаити; Cu	> 1,2 млн. т; 2—3% Cu	Позднемеловые андезиты и известняки	Палеоценовый кварц-монцонитовый, кварц-диоритовый шток	Гранат, диопсид, магнетит, прожилковый скаполит	Ксенолит мрамора в штоке; контактовые скарны шириной 5—7 м	Гранат, пироксен, скаполит, везувиан, волластонит	Тремолит, эпидот, кальцит	Магнетит, гематит, халькопирит, пирит, молибденит, борнит	[223]
Сан-Педро, Нью-Мексико; Cu	1 млн. т; 2—3% Cu	Пенсильванские известняки	Олигоценовый монцонит-порфировый шток, 0,5×0,5 км		Стратиформная вдали от штока, неправильная вблизи	Гранат, немного волластонита (шеелит)	Кальцит, адуляр, хлорит, флюорит	Халькопирит, пирит (молибденит, сфалерит, магнетит, пирротин)	[14]
Рудник Мейсон-Валли Невада; Cu	1,5 млн. т; 2,5—3% Cu	Триасовые известняки/туфы	Юрские гранодиориты, кварцевые монцониты	Гранат, пироксен, клиноцоизит	Стратиформные линзы на контакте известняки/туфы	Gar (Ad_{55-100}), Pyx (Hd_{36-56}), тремолит, тальк, магнетит	Актинолит (Ft_{35-47}), кварц, кальцит	Халькопирит, пирит, немного магнетита	[112]

Таблица 11 (продолжение)

Месторождение, металлы	Запасы, содержания	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Изменения в интрузиве	Морфология скарнов	Прогрессивные минералы	Ретроградные минералы	Рудные минералы	Ссылка
Сложные типы									
Кобриза, Уанкавелика, Перу; Cu, Bi	> 50 млн. т; ?	Пермские сланцеватые известняки	Батолит биотитовых гранитов (на расстоянии 1 км)		Стратиформная, 4 × 1 км, мощность 20 м	Gar (Ad_{30}), кварц, флогопит, пироксен	Кальцит, сидерит, роговая обманка	Арсенопирит, висмут, висмутин, лёллингит, халькопирит, магнетит, пирротин	[66]
Консепсьондель-Оро, Сакатекас, Мексика; Cu (Fe, Au, Zn, Pb)	2 млн. т; ~ 2% Cu, 0,05 унция/т Ag	Мезозойские известняки/алевролиты	Эоценовый гранодиоритовый шток, 2 × 5 км	Гранат — эпидот — пироксен — везувиан — магнетит с плагиоклаз-диопсидовым прожилком	Контактовые скарны на границе штока и в окнах	Гранат, пироксен, эпидот, цоизит, немного скаполита, везувиана	Актинолит, хлорит, изрезка ильваит	Магнетит, гематит, халькопирит, пирит (пирротин, сфалерит, галенит, теннантит, энаргит, висмутин, виттихенит, козалит, висмут)	[63]
Рудник Ягуки, Фукусима, Япония; Cu (W, Au, Ag, Bi)	> 1,2 млн. т; 0,8% Cu, 0,1 унция/т Au, 5 унция/т Ag	Пермские сланцы/известняки	Среднемеловые гранодиориты	Плагиоклаз-эпидотовые эндоскарны	Пластовая, 1 × × 310 м, мощность до 70 м	Gar (Ad_{50-100}), Pyx (Hd_{50-95}), эпидот	Актинолит, эпидот, бабингтонит, пренит, нонтронит, хлорит	Халькопирит, магнетит, пирротин, гематит, пирит (кобальтин, висмутин, козалит, сфалерит, галенит, молибденит)	[372, 231]
Саяк I, Казахстан, ССС Р; Cu	?	Каменноугольные известняки, туфы, алевролиты	Каменноугольные гранодиоритовые/гранитные штоки, дайки	Пироксен-плагиоклаз-эпидотовые эндоскарны	Многочисленные стратиформные линзы в зоне контакта	Gar (Ag_{70-80}) Pyx (Hd_{60}), волластонит	Эпидот, актинолит, кварц, кальцит, хлорит	Халькопирит, борнит, пирротин, молибденит, кобальтин (пирит, сфалерит, галенит, висмутин)	[356]

Запасы руды даны в миллионах тонн. Составы граната (Gar) выражены в мольных процентах андрадита, остаток представлен гроссуляром. Составы пироксена (Pyx) выражены в мольных процентах геденбергита, остаток представлен диопсидом. Составы амфибола выражены в мольных процентах ферротремолита, остаток представлен тремолитом.

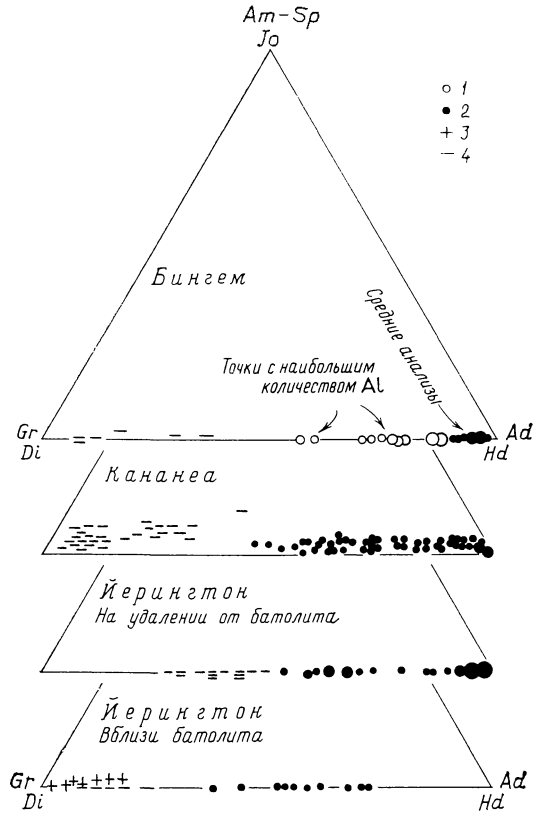


Рис. 2. Составы гранатов (*1* — метаморфических, *2* — метасоматических) и пироксенов (*3* — метаморфических, *4* — метасоматических) в медно-скарновых месторождениях, выраженные в молярных соотношениях составляющих — гроссуляровой (Gr), андрадитовой (Ad) и альмандиновой + спессартиновой (Am-Sp) для гранатов и диопсидовой (Di), геденбергитовой (Hd) и йохансенитовой (Jo) для пироксенов. Обратите внимание на сходство распределения гранатов и пироксенов в случае батолитовой эвгеосинклинальной обстановки в Йерингтоне и в условиях развития «окисленных» вольфрамовых скарнов на месторождении Раунд-Валли (рис. 1). Бингем (субвулканический шток в многеосинклинальной обстановке) является примером окисленности, экстремальной для медных скарнов [112, 163, 416, 285].

в соответствии с основной моделью одновременного роста зон прогрессивных скарнов от центра к периферии.

Гранат имеет андрадитовый состав и содержит немного гроссуляровой и ничтожные количества спессартин-альмандиновой компоненты. Клинопироксен обычно характеризуется диопсидовым составом и содержит от 15 до 35 мол. % геденбергита и всего несколько мольных процентов йохансенита (рис. 2).

Сульфиды и окислы железа образуют рассеянную вкрапленность, массивные полосы присутствуют в жилах среди скарнов, а также целиком замещают мраморы на границе со скарнами. Большинство исследователей пришли к заключению, что рудные минералы отлагались в течение всего процесса скарнообразования, а также после разложения скарнов. В общем связанные с порфирами известковые скарны содержат до 10% окислов железа и 2—15% сульфидов. Ассоциация пирит — халькопирит — магнетит характерна для зон, богатых гранатом. Отношение пирит/халькопирит обычно варьирует от 1 : 2 до 5 : 1; оно может повышаться к внешней зоне гранатовых скарнов, но, как правило, падает до нуля вблизи мраморов, особенно если присутствует волластонит. В волластонитовой зоне наиболее обычными сульфидами являются борнит и халькопирит, в меньшем количестве присутствуют сфалерит и теннантит, часто сопровождаемые андрадитом.

Зональность известковых скарнов от зоны пирита — халькопирита — магнетита в ассоциации с андрадитом вблизи контактов плутона до зоны борнита — халькозина в ассоциации с волластонитом у контактов с мрамором отражает уменьшение общего количества железа в том же направлении. Смена андрадита — халькопирита волластонитом — борнитом происходит, со-

гласно Берту [57], в результате действия богатых железом окисляющих растворов, под действием которых волластонит превращается в андрадит; осаждение андрадита вызывает уменьшение отношения Fe/Cu во флюиде и может явиться причиной отложения скорее борнита, чем халькопирита.

Магнезиальные скарны играют относительно небольшую роль среди медно-порфировых месторождений. Они являются важным вместилищем руды только на месторождениях Кристмас (Аризона) [326], и Континентал (Нью-Мексико) [114]. Форстерит, серпентин и тальк характерны для среды с дефицитом кремнезема; тальк и тремолит находятся в кварцсодержащих средах. Форстерит часто глубоко изменяется, превращаясь в серпентин; более обширное развитие ретроградных ассоциаций в магнезиальных скарнах по сравнению с известковыми отражает нестабильность форстерита и устойчивость андрадита и диопсида в богатых водой флюидах при температурах ниже 400°С (см. рис. 6, внизу). По сравнению с известковыми магнезиальные скарны характеризуются высокими концентрациями магнетита, низким содержанием сульфидов (обычно менее 6%) и пониженным отношением пирит/халькопирит (меньше 1 : 2).

Изменчивость скарновых месторождений, связанных с порфирами, в основном выражается в изменчивости ретроградных изменений, которые на медно-порфировых месторождениях определяются главным образом серицитизацией («вариации на тему» Густафсона и Ханта [154]). Весь процесс во времени и пространстве, прослеживаемый по направлению к периферии медно-порфировых плутонов, идет по пути понижения температуры и давления, возрастания степени окисленности и сульфидности и, возможно, уменьшения ионных отношений щелочи/водород. Температуры, близкие к 300°С для серицитизации, предполагаются на основании результатов изучения газово-жидких включений [344, 295], а высокая степень участия метеорной воды подтверждается данными по отношениям изотопов кислорода и водорода [371]. Различные механизмы, благодаря которым процесс следует по пути выщелачивания основных катионов, были предложены Мейером и Хемли [289], Розом [346] и Бримхоллом [45].

Наиболее широко развитые ретроградные силикатные минералы в известковых скарнах, связанных с порфирами, представлены тремолитом — актинолитом, развившимися по диопсиду — салиту, смектитовыми глинистыми минералами (ферросапонитом или нонтронитом), заместившими диопсид — салит, и менее обычно гранатом. В большом количестве присутствуют также карбонаты (кальцит, сидерит), кремнезем (кварц или халцедон, опал) и окислы железа и (или) сульфиды. В значительно меньших количествах, но довольно постоянно развиты тальк, эпидот и хлорит. Основное направление ретроградных изменений заключается в образовании водных силикатов, на которые расходуется тем больше кальция, чем интенсивнее развивается процесс изменения.

Наряду с ретроградными изменениями, рассмотренными выше, обычно в некоторых районах развития медно-порфировых месторождений, происходят изменения, сопровождаемые отложением сульфидов в карбонатных породах. Эти изменения выражены различными формами окремнения, сопровождаемыми отложением больших количеств пирита и окислов железа. В Бисби и Или кремнезем в виде халцедона, яшмы или массивного афанитового кварца присутствует в количествах от 10 до 30%, при этом пирит, содержание которого лежит в пределах 25—50%, является доминирующим минералом [48, 49, 205]. Кальцит местами может присутствовать в больших количествах, а нонтронит, монтмориллонит, хлорит, тальк и сидерит обычно образуют второстепенные фазы в большинстве кремнисто-пиритовых тел районов развития медно-порфировых месторождений. На некоторых месторождениях, особенно в Силвер-Белл и Пало-Верде, преобладающей железистой фазой является

скорее гематит, чем пирит; в Кананеа магнетит и хлорит могут преобладать в количественном отношении над пиритом и кремнеземом [287]. Кремнезем и пирит могут замещать скарны, но чаще они замещают известняки, образуя массивные неправильной формы тела, пологопадающие залежи или крутопадающие, структурно контролируемые брекчиевые трубки. Существует прямая зависимость между серицитизацией или первичной аргиллизацией плутонов и образованием кремнисто-пиритовой минерализации [114].

Запасы и содержание. Поскольку запасы и содержание в большой мере являются функцией метода отработки (а следовательно, бортового содержания), данные по различным месторождениям, приведенные в табл. 9—11, непосредственно сравнивать нельзя. Средние концентрации для гипогенной минерализации в осадочных породах при открытой разработке и бортовом содержании 0,3—0,4% Cu составляют 0,6—0,9% Cu. В основе этих величин лежит содержание Cu в скарнах, близкое к 1%. С учетом количества руды в осадочных породах общие запасы руды в скарнах, связанных с порфирами, лежат в пределах 50—500 млн. т.

Методы селективной подземной отработки требуют содержаний, близких к 2% (при бортовых содержаниях 0,8—1% Cu), когда запасы руды составляют 5—60 млн. т. Данные по менее крупным подземным рудникам, действовавшим в начале нынешнего столетия, на которых производилась высокоселективная отработка руды при бортовом содержании около 1,5% Cu, показывают, что верхний предел содержания гипогенной меди в скарнах в блоках весом от 500 т до нескольких миллионов тонн составляет $\sim$ 2,5—3% Cu.

Опубликованные данные о содержании прочих металлов, кроме меди, суммированы в табл. 12. Отношения медь/молибден в скарнах обычно выше, чем в ассоциирующихся с ними плутонах. Свинец и цинк присутствуют в количествах менее 0,05% в большинстве скарновых зон, но могут давать и промышленные концентрации в замещенных залежах под скарновой зоной (см., например, [350]). Цинка необычно много в скарнах месторождений Силвер-Белл и Континентал, где его концентрация достигает 0,5—0,8%. Содержание вольфрама лежит в пределах 0,02—0,04% WO_3 в гранатитовых скарнах месторождения Туин-Бьюттс [24], а небольшое Cu-W-рудное тело в глинистых сланцах на контакте со штоком Уэри-Флат на месторождении Или (обстановка была относительно более глубинная, чем это бывает в случае скарнов, связанных с порфирами) характеризуется содержанием WO_3, равным в среднем 0,50% [30]. Повышенные концентрации вольфрама отмечаются в некоторых более глубоких частях меднорудных скарнов, связанных с порфирами. Высокие содержания меди в менее глубоких вольфрамоносных скарнах (например, на месторождении Кенеда-Тангстен, Северо-Западные территории) предполагают постепенные переходы между условиями образования медного и вольфрамового оруденения; такие переходы отражены и в составах гранатов и пироксенов (рис. 1,2).

Различия между меднорудными скарнами, связанными с порфирами и не связанными с ними. Хотя многие черты, отмеченные выше, присущи скарнам, не связанным с порфирами, все же некоторые особенности являются уникальными и могут оказаться полезными при разведке и построении более совершенной генетической модели медно-порфировых месторождений.

Скарны, связанные с порфирами, как правило, сложены тонкозернистыми вплоть до массивных агрегатами известково-силикатных минералов; крупнопластинчатый клинопироксен или грубозернистый гранат, наблюдающиеся в некоторых Cu-содержащих скарнах, например на руднике Мейсон-Валли [112], и характерные для Zn-содержащих скарнов, таких, как в Пьюэбике [365] или Линчберге (Нью-Мексико) [436], здесь обычно отсутствуют. Размер зерен, вероятнее всего, связан со скоростью потока флюида и со степенью

Таблица 12. **Содержания металлов и их отношения в порфирах и скарнах медно-порфировых районов юго-западной части США**

Район и месторождение	Тип руды	Содержания в гипогенных образованиях						
		Cu, %	Mo, %	Pb, %	Zn, %	Ag, унция/т	Cu/Mo	Zn/Cu
Район Пима, Аризона								
Туин-Бьюттс	Са-скарны, о. р.	1,30	0,05			0,37	27	
Туин-Бьюттс	Все осадки, о. р.	0,73	0,03				24	
Мишен	Ск + рог (?), о. р.	0,70	0,009	0,024		0,28	78	
Рудный район Бингем, Юта								
Карр-Форк	Глубокие Са-ск, п. р.	2,2	0,029			0,4	76	
Юта, Cu	Са-скарны, о. р.	0,65	0,009	0,002	0,02	0,15	72	0,03
Юта, Cu	Порфиры, о. р.	0,70	0,036				19	
Центральный рудный район, Нью-Мексико								
Континентал № 3	Са-ск, п. р.	~2,0			~0,5			0,25
Континентал	Са-ск, о. р.	0,85						
Санта-Рита	Са-ск, о. р.	0,9						
Санта-Рита	Порфиры, о. р.	~0,2						
Рудный район Силвер-Белл, Аризона								
Эль-Тиро	Ск Импирнал, о. р.	0,8			0,8			1,0
Эль-Тиро	Ск Эль-Тиро, о. р.	0,8			<0,8			<1,0
Эль-Тиро	Порфиры Силвер-Белл, о. р.	~0,2	0,022				9	
Район Моренси								
Моренси, Аризона	Порфиры, о. р.	~0,12	0,007		~0,05		17	0,42

Сокращения: о. р.— открытая разработка; п. р.— подземная разработка; ск — скарны; рог — роговики. Ссылки см. в табл. 9.

равновесности, сохраняющейся между флюидом и боковыми породами. В порфировых системах, характеризующихся приповерхностными условиями замещения сильно трещиноватых пород, относительно высокие скорости потока флюида приводят к перенасыщению; это может обусловить формирование тонкозернистых структур вследствие быстрого возникновения многочисленных зародышей роста кристаллов. В отличие от этого скарны, не связанные с порфирами, видимо, формируются в менее динамичной магматогенно-гидротермальной обстановке и, возможно, на более значительных глубинах или на больших расстояниях от интрузива, где движение флюида более ограничено; в случае обстановки, менее благоприятной для перенасыщения, может происходить медленный рост крупных кристаллов.

Скарны, связанные с порфирами, формируются в период активной структурной деформации, сопровождающейся многочисленными проявлениями интрузивной деятельности; характерно повторное трещинообразование в хрупких осадочных породах, роговиках и ранее возникших скарнах, что создает более высокую плотность трещин, чем в скарнах, не связанных с порфирами. Наиболее характерные прожилки в скарнах, связанных с порфирами, сложены кварцем и сульфидами; в диопсидовых скарнах или роговиках в таких прожилках проявляется актинолитизация. По большей части образование

прожилков происходило одновременно с процессом биотит-ортоклазового изменения в ассоциирующихся плутонах, как это было показано Джеймсом [205] в Или и Аткинсоном и Эйнауди [15] в Бингеме. Изменения, связанные с этими прожилками, могут быть интерпретированы с точки зрения равновесий в системе $KAlO_2$ — MgO — SiO_2 — CO_2 — H_2O [447, 184, 185] как реакция между богатыми диопсидом боковыми породами и флюидами, насыщенными относительно флогопита. Имеются явные признаки наложения раннего К-метасоматоза медно-порфировых месторождений на роговики со средними величинами отношения Ca/Mg.

Квазимономинеральная природа образовавшихся на ранних стадиях скарновых зон, сохраняющаяся в более простых скарнах, не связанных с порфирами, может быть сильно нарушена в порфировой системе. В простых скарнах ассоциации поздних стадий, такие, как кальцит-хлорит-пиритовая или спекуляритовая, в своем распространении обычно либо ограничены пустотами в гранатитах и мелкими жилами, либо располагаются непосредственно не контакте скарнов с интрузивом; низкое отношение вода/порода и малая проницаемость, по-видимому, блокируют ретроградный процесс. Напротив, крупные объемы скарнов, связанных с порфирами, обычно изменены до образования ассоциаций поздних карбонатов и гидроспликатов; при этом известняки могут претерпеть обширное замещение кремнеземом и пиритом. Видимо, эти черты отражают существование длительно действовавшей богатой серой гидротермальной системы, находившейся в сильно трещиноватой, а следовательно, проницаемой среде. Падение температуры ниже 350°С, окислительная обстановка, обусловленная притоком метеорной воды, и низкое давление кипения — все это может содействовать образованию гидротермальных флюидов, которые не сохраняют равновесия с плутонами и скарнами.

Скарновые месторождения цинка и свинца

Скарновые месторождения, на которых разрабатываются преимущественно руды цинка и свинца, встречаются повсеместно на земном шаре и в самых разных геологических условиях (табл. 13). Типичные содержания, при которых ведется селективная подземная отработка, составляют 6—12% для Zn, меньше для Pb и совсем немного для меди. Отношения Zn/Pb, колеблющиеся от 1 : 1 до 1 : 2, характерны более чем для половины рассматриваемых здесь месторождений; при этом в большинстве месторождений содержание Ag достигает 1—9 унция/т. Более богатые серебром скарновые месторождения разрабатываются только на этот металл, причем большая часть руды поступает из залежей, заместивших известняки ниже скарнов. Скарновые месторождения цинка и свинца отличаются от скарновых месторождений, разрабатываемых на другие металлы, своим отчетливым обогащением минералами, богатыми марганцем и железом [470, 57, 59], и своим расположением, как правило, на удалении от интрузивных контактов [237, 330]. К другим особенностям, обычно характеризующим этот тип скарнов, относятся следующие: 1) расположение вдоль структурных и литологических контактов, 2) отсутствие существенных метаморфических ореолов вокруг скарнов, 3) наличие пироксена в качестве известково-силикатного минерала, 4) ассоциация значительных количеств сульфидной минерализации в основном с пироксеном, а нес гранатом или другими силикатными минералами и 5) развитие ретроградных минералов, представленных богатым марганцем ильваитом, пироксеноидами, субизвестковым амфиболом и хлоритом. Интрузивы, которые, по-видимому, ассоциируются с некоторыми скарновыми цинково-свинцовыми месторождениями, колеблются по составу от гранодиоритов

Таблица 13. **Особенности скарновых месторождений цинка и свинца (сгруппиро**

Месторождение	Металл	Запасы, содержание	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Прогрессивные минералы [1]
Минерал-Кинг, Калифорния	Zn, Pb, (Ag)	Небольшие ?	Палеозойские известняки, кварциты, сланцы	Меловой гранодиоритовый батолит	Pyx ($Hd_{78}Jo_9$), гранат андрадитового ряда, волластонит
Куни-Зинк, Виргиния-Лейкс, Калифорния	Zn, Pb, (Ag)	Небольшие; 18% Zn, 10% Pb, 5 унция/т Ag	Юрские известняки, сланцы	Меловой гранодиоритовый батолит	Pyx (Hd_{49-57} Jo_{20-24}), гранат андрадитового ряда
Саут-Маунтин, Айдахо	Zn, Pb, (Ag, Cu)	Небольшие; 8,5% Zn	Палеозойские известняки, сланцы	Меловой гранодиоритовый батолит	Pyx ($Hd_{70}Jo_{10}$) гранат андрадитового ряда
Ульчин, Южная Корея	Zn, Pb, (Cu, Ag)	1,4 млн. т; 5,9% Zn, 2,3% Pb, 0,3% Cu	Пермские известняки, доломиты	Каменноугольный батолит щелочных гранитов, риодацитовые дайки (49 млн. лет)	Pyx (Hd_{50-90} Jo_{5-20}), Gar (Ad_{20-99}), родонит
Вашингтон-Кэмп, Аризона	(Zn, Pb, Cu, (Ag)	0,5 млн. т; 8,6% Zn, 2,9% Pb, 1,9% Cu, 4 унция/т Ag	Пермские известняки, доломиты	Гранодиоритовый кварц-монцонитовый шток (58—64 млн. лет)	Gar (Ad_{60-99} Sp_{1-4}), Pyx (Hd_{26-43} Jo_{37-72}), волластонит, везувиан
Район Хановер, Центральный рудный район, Нью-Мексико; рудники Пьюэбик, Эмпайр, Освальдо и Пирсон	Zn, Pb, Cu (Ag)	3—5 млн. т? 14% Zn, 0,3% Pb, 1% Cu, 4 унция/т Ag	Каменноугольные известняки	Третичные? гранодиоритовый шток и гранодиорит-порфировые дайки	Gar (Ad_{90-100} Sp_{1-4}), Pyx (Hd_{40-60} Jo_{23-58})
Район Симапан, Идальго, Мексика	Pb, Zn (Ag)	0,5 млн. т в год; 6% Zn, 4% Pb, 4 унция/т Ag	Меловые известняки, сланцы	Миоценовый? кварц-монцонитовый шток	Пироксен геденбергитового состава, гранат андрадитового ряда, волластонит, везувиан

ваны по ассоциации с магматическими породами)

Ретроградные минералы	Рудные минералы	Морфология скарнов	Изменения в интрузиве	Условия образования	Ссылка
Ильваит, амфибол, эпидот	Сфалерит, галенит, пирит	Вдоль разломов вдали от интрузива	Нет		[238, 126, 285]
Эпидот, амфибол	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит	Вдоль разломов вдали от интрузива			[357, 75], Р. Дж. Ньюберри, неопубликованные данные
Ильваит, актинолит	Сфалерит, галенит, пирит, пирротин, магнетит, халькопирит, арсенопирит	Вдоль разломов вдали от интрузива			[403, 57, 285]
Флюорит, глина	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин	Вдоль интрузивных контактов и разломов			[467]
Эпидот, Mn-актинолит, хлорит	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, магнетит, арсенопирит, пирротин, молибденит	Вдоль интрузивных и литологических контактов	Эпидотовые эндоскарны, вторичный биотит, К-полевой шпат, серицит	350—490°С (по включениям в гранате + пироксене при 0,5—2 кбар)	[384, 385, 414, 285]
Амфибол, хлорит, ильваит, эпидот	Сфалерит, галенит, халькопирит, магнетит, пирит	Вдоль дайковых и литологических контактов и разломов	Эпидотовые, хлоритовые эндоскарны		[365, 259, 7, 8. 170, 57, 285]
Амфибол, эпидот, хлорит, флюорит	Сфалерит, галенит, пирит, арсенопирит, халькопирит	У интрузивного контакта и в жилах вдали от интрузива	К-метасоматоз; серицит, турмалин	400—550°С (по включениям), >26 вес. % NaCl эквив.	[268, 142, 382]

Таблица 13 (продолжение)

Месторождение	Металл	Запасы, содержание	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Прогрессивные минералы [1]
Долорес, Сан-Луис-Потоси, Мексика	Zn, Pb (Cu, Ag)	0,1 млн. т в год; 3% Zn, 2% Pb, 14 унция/т Ag	Мезозойские известняки, сланцы	Третичный кварц-монцонитовый шток	Пироксен геденбергитового состава, гранат андрадитового ряда
Агилар, Аргентина	Zn, Pb	>3,6 млн. т; 16% Zn, 11% Pb, 9 унция/т Ag	Палеозойские известковистые кварциты	Третичный гранитный шток	Пироксен, гранат, волластонит, родонит
Темперино, Тоскана, Италия	Cu, Zn, Pb	?	Триасовые известняки, подстилаемые эвапоритами	Кварц-монцонитовые порфиры, 4 млн. лет; плиоценовый шток	Рух (Jo_{5-95} Hd_{5-90}), гранат андрадитового ряда
Йонхва II, Южная Корея	Zn, Pb (Cu, Ag)	3,6 млн. т; 3,9% Zn, 0,2% Pb, 0,15% Cu	Кембрийские известняки, сланцы	Кварцмонцонит-порфировый шток (73 млн. лет)	Gar (Ad_{10-100} Sp_{2-24}), Рух (Hd_{11-46} Jo_{7-23}), бустамит
Суикоусан, провинция Хунань, Китай	Zn, Pb (Ag)	>1,5 млн. т; 20% Zn, 17% Pb, 7 унция/т Ag	Пермские известняки	Постпалеозойский кварцмонцонитовый шток	Гранат, пироксен
Тьеннаосань, Китай	Zn, Pb, Cu (Ag)	>3 млн. т; 6% Zn, 5% Pb, 1,8% Cu	Ордовикские известняки	Мезозойский гранитный шток	Пироксен
Курусай, Карамазар, СССР	Zn, Pb	?	Палеозойские известняки	Пермский(?) кварц-порфировый шток	Рух (Hd_{50} Jo_{30}), Gar (Ad_{80-90})
Граундхог, Центральный рудный район, Нью-Мексико	Zn, Pb (Cu, Ag)	3 млн. т; 12% Zn, 4% Pb, 1% Cu, 2 унция/т Ag	Каменноугольные известняки	Третичные(?) гранодиорит-порфировые дайки	Рух (Hd_{40-45} (Jo_{30-50}), Gar (Ad_{80-100}), бустамит
Сан-Антонио, Чиуауа, Мексика	Pb, Zn (Cu, Sn, Ag)	>3 млн. т; 1,5% Sn	Меловые известняки	Третичные(?) риолитовые дайки	Рух (Hd_{64} Jo_{16}), гранат андрадитового ряда

Ретроградные минералы	Рудные минералы	Морфология скарнов	Изменения в интрузиве	Условия образования	Ссылка
Амфибол, эпидот, флюорит, хлорит	Халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, арсенопирит	Вдоль контакта известняков и кварцевых монцонитов	Эндоскарны: гранат, пироксен, везувиановые жилы	Гранат-волластонитовый метаморфический ореол	[407]
Амфибол, хлорит	Сфалерит, галенит, пирротин, арсенопирит, пирит	Вдоль разломов и литологических контактов в 150—250 м от интрузива			[405, 107]
Ильваит, эпидот, амфибол, флюорит, родохрозит	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, пирротин, магнетит, гематит, арсенопирит	Вдоль дайковых контактов и разломов	К-метасоматоз	0,5 кбар (стратиграфическая реконструкция)	[420, 87]
Родонит, эпидот, флюорит, хлорит	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин	Вдоль контактов даек	Родонитовые, эпидотовые эндоскарны, вторичный биотит		[467]
Эпидот, хлорит, цеолиты	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит	Вдоль интрузивного контакта			[190, 107]
Эпидот, флюорит	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит	Вблизи интрузивного контакта			[302, 190, 107]
Эпидот, хлорит, амфибол	Сфалерит, галенит, гематит, магнетит, пирит, пирротин	Вдоль контакта известняков и кварцевых порфиров	Большое количество эпидота + эпидот-хлорит-плагиоклазовые эндоскарны		[421]
Ильваит, куммингтонит, амфибол, хлорит	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, магнетит	Вдоль литологических и дайковых контактов	Обширные эпидот-хлоритовые эндоскарны		[258, 170, 285, 70]
Эпидот, куммингтонит, ильваит, флюорит	Галенит, сфалерит, халькопирит, магнетит, касситерит	Вдоль контактов риолитовых даек и вдали от них	Серицит, топаз		[175, 7]

Таблица 13 (продолжение)

Месторождение	Металл	Запасы, содержание	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Прогрессивные минералы [1]
Санта-Эулалия, Чиуауа, Мексика	Zn, Pb (Ag)	32 млн. т; 11% Zn, 10% Pb, 6 унция/т Ag	Меловые известняки, подстилаемые эвапоритами	Риолитовые дайки и силлы, ниже кварц-монцонитовый шток	Olv ($Fa_{75}Tp_{25}$), пироксен геденбергитового состава, родонит
Найка, Чиуауа, Мексика	Zn, Pb (Cu, W)	10 млн. т; 10% Zn, 13% Pb, 13 унция/т Ag	Меловые известняки, сланцы	Третичные(?) риолитовые дайки	Gar (Ad_{20-98} Sp_{2-7}), Pyx (Hd_{40} Jo_{40}), волластонит, везувиан, бустамит
Рудник Фриско, Чиуауа, Мексика	Zn, Pb (Ag, Cu)	0,5 млн. т в год; 8% Zn, 5% Pb, 0,6% Cu, 5 унция/т Ag	Меловые известняки, сланцы	Третичные(?) риолитовые дайки	Пироксен
Ильдаго, Санта-Барбара, Чиуауа, Мексика	Zn, Pb (Ag)	? 10% Zn, 15% Pb, 2% Cu, 8 унция/т Ag	Меловые известняки, сланцы	Третичные(?) риолитовые дайки	Гранат, пироксен, везувиан(?)
Тепесала, Агуаскальентес, Мексика	Cu, Zn, Pb (Ag)	>3,5 млн. т	Меловые известняки	Третичные риолит-порфировые штоки и дайки	Пироксен, гранат
Рудник Стри-Трг, район Трепча, Югославия	Zn, Pb (Cu, Ag)	13,7 млн. т; 3,8% Zn, 8,6% Pb, 0,2% Cu, 4 унция/т Ag	Ордовикско-силурийские известняки	Миоценовый дацитовый некк и брекчиевая трубка	Пироксен геденбергитового состава, гранат андрадитового ряда
Йонхва I, Южная Корея	Zn, Pb (Cu, Ag)	7 млн. т; 8% Zn, 4,5% Pb	Кембрийские известняки, сланцы	Кварц-порфировые дайки (73 млн. лет?)	Pyx (Hd_{25-52} Jo_{16-23}), Gar (Ad_{51-90}) бустамит, родонит
Пеймастер, Невада	Zn, Pb	Очень небольшие ?	Кембрийские известняки, алевролиты	Юрский (?) кварц-монцонитовый плутон на расстоянии 1 км	Pyx (Hd_{38-80} Jo_{15-35}), Gar (Ad_{50-100})
Линчберг, Нью-Мексико	Zn, Pb ?	Средние	Миссисипские известняки	Третичные(?) латитовые порфировые дайки	Gar (Ad_{95}), Pyx (Hd_{60-70} Jo_{30-40}), бустамит

Ретроградные минералы	Рудные минералы	Морфология скарнов	Изменения в интрузиве	Условия образования	Ссылка
Ильваит, амфибол, хлорит	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, магнетит, пирротин, арсенопирит	Вдоль разломов и контактов даек, в трубах	Немного серицита		[333, 142, 176]
Флюорит, хлорит, амфибол	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, арсенопирит, пирротин, магнетит, молибденит	Вдоль контактов даек и разломов	Гранат-везувиановые эндоскарны	120—680°С, включения с 30—60% NaCl эквив. и 0—30% KCl эквив.	[142, 412, 119], Л.Д. Мейнерт, неопубликованные данные
Амфибол, ильваит, эпидот, флюорит	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, арсенопирит	Жилы, секущие сланцы			[142, 239]
Флюорит, эпидот	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, арсенопирит	Вдоль разломов и контактов даек	Глина по полевому шпату		[364, 7]
Эпидот, амфибол, хлорит, флюорит	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, магнетит	Вдоль разломов и контактов даек	Гранат-пироксеновые эндоскарны		[452]
Ильваит, амфибол	Сфалерит, галенит, пирит, пирротин, халькопирит, магнетит, арсенопирит	На контактах брекчиевой трубки и вдоль контактов известняки/сланцы	Серицитизация: серицит, хлорит, кварц, глина		[107, 125, 368]
Хлорит	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит	Вдоль разломов и литологических контактов	(Вблизи скарнов нет интрузивных пород)		[467]
Амфибол, эпидот, хлорит	Сфалерит, галенит, пирит, магнетит	Вдоль разломов			[151, 286]
Куммингтонит, хлорит, флюорит	Сфалерит, галенит, гематит, халькопирит, магнетит	Зональный в сторону от разлома Линчберг	Хлоритовые, серицитовые, пироксеновые эндоскарны		[274, 7, 436, 13], Л. Д. Мейнерт, неопубликованные данные

Таблица 13 (продолжение)

Месторождение	Металл	Запасы, содержание	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Прогрессивные минералы [1]
Бен-Бен, Квинсленд, Австралия	Zn, Pb (Ag, Cu)	?	Пермские известняки, метаосадки и метабазальты	Триасовые лейкогранитный некк и дайка и кварцевые микродиориты в 200 м от скарнов	Gar (Ad_{40-100} Sp_{4-10}), Pyx (Hd_{60} Jo_{32})
Камиока, префектура Гифу, Япония	Zn, Pb (Cu, Ag)	0,5 млн. т в год; 5,4% Zn, 1,0% Pb, 2 унция/т Ag	Графитистые известняки, гнейсы	Кварц-порфировые дайки	Пироксен йохансенит-геденбергитового состава, волластонит, гранат
Накатацу, префектура Фукуи, Япония	Zn, Pb (Cu, Ag)	0,5 млн. т в год; 5,7% Zn, 0,5% Pb, 1 унция/т Ag	Палеозойские известняки, песчаники	Меловой — третичный кварц-порфировый шток	Пироксен геденбергит-йохансенитового состава, гранат андрадитового ряда, волластонит, бустамит
Аравейпа, Аризона	Zn, Pb (Ag)	0,3 млн. т; 5% Zn, 6% Pb, 0,3% Cu, 1,3 унция/т Ag	Палеозойские известняки, кварциты	Третичный гранитный батолит на расстоянии 2,5 км; фельзитовые дайки	Pyx (Jo_{79-82} Hd_{4-6}), гранат
Эль-Мочито, Гондурас	Zn, Pb (Cu, Ag)	8 млн. т; 8% Zn, 4,2% Pb, 4 унция/т Ag	Меловые известняки, кварциты	Не обнажены	Gar (Ad_{60-95}), Pyx (Hd_{50-90} Jo_{5-50}), бустамит
Фениче-Капанне, Тоскана, Италия	Zn, Pb, Cu	?	Известняки	Не известны	Гранат андрадитового ряда, пироксен йохансенитового состава
Хуаньжань, Китай	Zn, Pb	?	Палеозойские известняки	Предполагается на глубине; вблизи риолитовые дайки	Гранат, пироксен
Верхнее, Тетюхинский район, СССР	Zn, Pb	?	Триасовые известняки	Не обнажены	Геденбергит йохансенитового состава, гранат

Ретроградные минералы	Рудные минералы	Морфология скарнов	Изменения в интрузиве	Условия образования	Ссылка
Амфибол, Mn-ильваит, эпидот, хлорит, бустамит	Сфалерит, галенит, магнетит, пирротин, халькопирит, висмутин	Вдоль литологических контактов, в 200 м от ближайшего интрузива		На глубине 4—7 км (стратиграфическая реконструкция)	[13]
Эпидот, амфибол, ильваит	Сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, магнетит	Разломы и структурные посы в известняках вдали от интрузива	Молибденит в некоторых дайках	320—455° С (по включениям в пироксене)	[377, 315, 196]
Эпидот, пренит	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, магнетит, пирит	Вдоль разломов вдали от интрузивов	?		[437, 196]
Ильваит, эпидот, бабингтонит, аксинит	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит	Вдоль разломов, даек и литологических контактов	Эпидотовые эндоскарны		[386, 383, 61, 338], Мейнерт, неопубликованные данные
Амфибол, ильваит, хлорит, флюорит	Магнетит, сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит	Трубы			[367, 10], П. Диллес, личное сообщение, 1981 г.
Ильваит, эпидот, хлорит, флюорит	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, пирротин, магнетит, гематит, арсенопирит	Вдоль разломов			[103]
Эпидот	Сфалерит, галенит, пирит	Ядро антиклинали			[190]
Ильваит, аксинит, данненморит	Сфалерит, галенит, пирротин	Вдоль разлома в контакте с вулканическими породами		400—600°С	[394]

Таблица 13 (продолжение)

Месторождение	Металл	Запасы, содержание	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Прогрессивные минералы [1]
Месторождение Н.Р.Н., остров Ванкувер, Британская Колумбия, Канада	Zn, Pb (Fe, Ag)	Очень небольшие	Триасовые известняки	Гранодиоритовый шток на расстоянии 1 км, диабазовые дайки	Кнебелит, гранат, пироксен
Блубелл, Британская Колумбия, Канада	Zn, Pb (Ag, Cu, Cd)	5 млн. т; 6,4% Zn, 5,3% Pb, 0,1% Cu, 1 унция/т Ag	Кембрийские известняки, кварциты, сланцы	Силлы гранитных пегматитов, андезитовые дайки	Olv (Fa_{58-69} Tp_{28-38})
Учукчакуа, провинция Кахатамбо, Перу	Zn, Pb (Mn, Ag)	? 3% Zn, 3% Pb, 0,1% Cu, 20 унция/т Ag	Меловые известняки, сланцы	Порфировая дайка	Кнебелит, Pyx (Hd_{32} Jo_{61}), гранат, бустамит, родонит
Требёрленд, Корнуолл, Англия	Mn (Zn, Pb)	Очень небольшие	Девонские сланцы и мраморы	Гранитный шток Бодмин-Мур на расстоянии 120 м	Olv (Fa_{16} Tp_{80}), гранат, волластонит, бустамит, родонит, Pyx (Hd_{39} Jo_{30})

[1] Составы пироксена (Pyx) выражены в мольных процентах геденбергита (Hd) и йохансенита (Ad) и спессартина (Sp), остаток представлен гроссуляром. Составы оливина (Olv) выражены в мольных ство всей руды, либо дается годовая добыча (млн. т).

(Пьюэбик, Нью-Мексико [365]) до лейкогранитов (Бен-Бен, Австралия [13]), а по структуре — от глубокозалегающих равномернозернистых полнокристаллических батолитов (Саут-Маунтин, Айдахо [403]) до порфировых гипабиссальных штоков и даек (Накатацу, Япония [196]) и афанитовых риолитовых даек и брекчиевых трубок (Санта-Эулалия, Мексика [176]). На многих из этих месторождений относительный возраст интрузивов и скарнов твердо не установлен. Другие цинково-свинцовые месторождения, такие, как Липчберг, Нью-Мексико [436], и месторождения района Тетюхе, СССР [399], размещаются вдоль структурных и литологических путей циркуляции гидротермальных флюидов на удалении от известной или гипотетической интрузии. Для образования всех этих месторождений не требуется какой-либо определенной вмещающей или интрузивной породы; то же относится и к глубине формирования. По-видимому, скорее всего общая особенность заключается в том, что цинковорудные скарны располагаются на удалении от их магматических источников, и именно это положено в основу классификации цинково-свинцоворудных скарнов (табл. 14).

Ретроградные минералы	Рудные минералы	Морфология скарнов	Изменения в интрузиве	Условия образования	Ссылка
Амфибол, эпидот	Сфалерит, галенит, халькопирит, магнетит, пирротин, пирит	Вдоль контактов с дайками			[152]
Миннесотаит, хлорит	Сфалерит, галенит, пирротин, арсенопирит, магнетит	Вдоль литологических контактов и разломов	Эпидотовые, хлоритовые, магнетитовые эндоскарны	На глубине 6 км (на основании включений)	[153, 369, 313, 297, 9]
?	Сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, пирит, алабандин, вюртцит, арсенопирит, магнетит, марказит	Крустификационные слои в трещинной жиле вблизи порфиров		259—292°C, 32% NaCl экв.	[9]
Хлорит, амфибол, флюорит	Пирротин, сфалерит, галенит, арсенопирит, магнетит, пиролюзит, молибденит, халькопирит, пирит	Вдоль литологического контакта			[433, 351]

(Jo), остаток представлен диопсидом. Составы граната (Gar) выражены в мольных процентах андрадита процентах фаялита (Fa) и тефроита (Tp), остаток представлен форстеритом. Запасы включают количе-

Цинковорудные скарны, образующиеся вблизи батолитов. Цинковорудные скарновые месторождения, образующиеся вблизи контактов с равномернозернистыми интрузивами батолитового типа, как правило, имеют меньший размер и менее богаты марганцем, чем другие типы цинковорудных скарнов. Типичными вмещающими породами являются осадочные породы кровли, подвергающиеся широкому метаморфизму, такие, как мусковитовые сланцы в Саут-Маунтин (Айдахо) [403]. Скарны в Минерал-Кинг [238] и Куни-Зинк [357] в Калифорнии, Саут-Маунтин [403] в Айдахо и в ряде мест близ озер Кресчент и Тиллей [403] на территории Юкон (Канада) сформировались вдоль разлома и плоскостей напластования на расстоянии до нескольких сотен метров от интрузивных контактов; интрузивы редко подвергались изменению. Преобладающий известково-силикатный минерал в скарнах — пироксен, который содержит до 80 мол. % геденбергитовой составляющей и обычно менее 25 мол.% йохансенитовой составляющей. Вся сульфидная минерализация приурочена к массивным скарнам; Юн [467] установил, что количество руды в скарнах в Ульчине (Южная Корея) по крайней мере в десять раз бо-

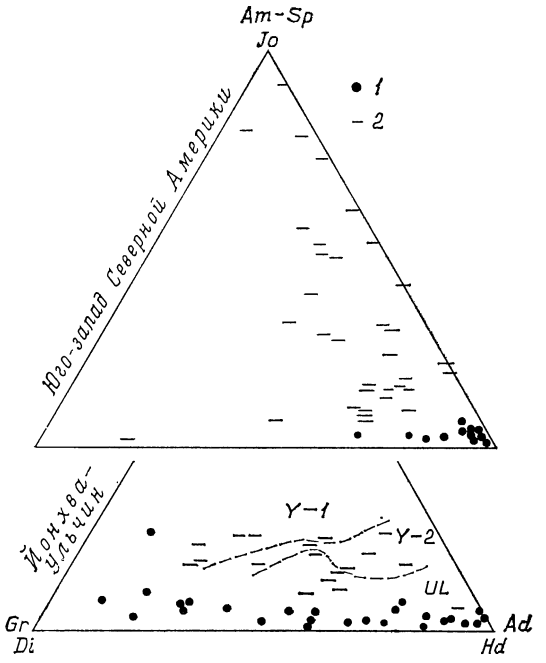


Рис. 3. Составы гранатов (*1*) и пироксенов (*2*) из скарновых цинково-свинцовых месторождений, выраженные в молярных соотношениях гроссуляра (Gr), андрадита (Ad) и альмандина + спессартина (Am-Sp) для гранатов и диопсида (Di), геденбергита (Hd) и йохансенита (Jo) для пироксенов. Гранаты обнаруживают небольшое обогащение спессартином по сравнению с гранатами из медных скарнов (рис. 2), в остальном же они сходны; пироксены заметно обогащены как железом, так и марганцем. *Y* — Йонхва, *UL* — Ульчин [365, 8, 467, 285, 286, 288].

льше, чем в известняках вне скарнов. Цинковорудные скарны, образующиеся близ контактов с батолитами, имеют небольшой размер и бедны марганцем; вне скарнов в известняках количество сульфидов незначительно. Эти отличия рассматриваемых скарнов от цинково-свинцоворудных скарнов, формирующихся непосредственно близ штоков и даек, означают, что цинковорудные скарны образовались в более глубинной обстановке.

Цинковорудные скарны, образующиеся вблизи штоков. К цинковорудным скарновым месторождениям, образующимся вблизи контактов с более мелкими интрузивными телами, относятся несколько крупных представителей этого типа, например месторождения Центрального рудного района в Нью-Мексико [170]. С интрузивами обычно ассоциируются широко развитые эндоскарны, как это наблюдается в Вашингтон-Кэмпе (Аризона) [260], в Центральном рудном районе (Нью-Мексико) [170], Симапане (Мексика) [382], Долоресе (Мексика) [407], Йонхва II (Южная Корея) [467] и в Курасае (СССР) [421]. Юн [467] установил, что на месторождении Йонхва II объем эндоскарнов грубо соответствует объему скарнов. В большинстве случаев эндоскарны состоят в значительной степени из эпидота, амфибола и хлорита, хотя могут также присутствовать родонитовые (Йонхва II, Южная Корея [467]) или гранат-везувиановые (Долорес, Мексика [407]) жилы. Кроме того, ниже зоны эндоскарнов может быть широко развит гидротермальный К-силикатный метасоматоз, как это отмечено в Вашингтон-Кэмпе (Аризона) [260], Симапане (Мексика) [407], Темперино (Италия) [420] и в Йонхва II (Южная Корея) [467].

Скарновая зона, как правило, протягивается в сторону от интрузивного контакта вдоль разломов, литологических контактов или дорудных даек. В большинстве случаев преобладающим известково-силикатным минералом является марганцовистый клинопироксен в ассоциации с обильным сфалеритом и менее развитым гранатом; важное исключение составляет месторождение Дарвин (Калифорния) [158, 110], где гранат и галенит преобладают, сфалерит представлен в меньшем количестве, а пироксен редок. Зональное распределение главных силикатных и сульфидных минералов отмечалось многими ис-

Таблица 14. Классификация скарнов с цинково-свинцовым оруденением

	Ссылка
Скарны, образовавшиеся вблизи батолитов	
Минерал-Кинг, Калифорния	[238, 126]
Куни-Зинк, Калифорния	[357]
Саут-Маунтин, Айдахо	[403]
Район Кресчент-Лейк, Юкон, Канада	[97]
Район Тиллей-Лейк, Юкон, Канада	[97]
Ульчин, Южная Корея	[467]
Скарны, образовавшиеся вблизи штоков	
Вашингтон-Кэмп, Аризона	[384, 385, 260, 414]
Район Хановер, Центральный рудный район, Нью-Мексико	[365, 259, 212, 170]
Район Симапан, Идальго, Мексика	[268, 382]
Валердена, Дуранго, Мексика	[406]
Долорес, Сан-Луис-Потоси, Мексика	[407]
Агилар, Аргентина	[405]
Джерси, Британская Колумбия, Канада	[460]
Гельбе-Бирке, ГДР	[229]
Темперино, Тоскана, Италия	[420, 87]
Йонхва II, Южная Корея	[467]
Сюикоусан, Хунань, Китай	[190]
Тьенпаосань, Гирин, Китай	[301, 302, 190]
Курусай, Карамазар, СССР	[421]
Скарны, образовавшиеся вблизи даек	
Рудник Граундхог, Центральный рудный район, Нью-Мексико	[258, 170, 70]
Сан-Антонио, Чиуауа, Мексика	[175]
Санта-Эулалия, Чиуауа, Мексика	[333, 176]
Найка, Чиуауа, Мексика	[412, 119]
Фриско, Чиуауа, Мексика	[239]
Идальго, Чиуауа, Мексика	[364]
Тетела-де-Окампо, Пуэбла, Мексика	[361]
Тепесала, Агуаскальентес, Мексика	[452]
Копаоник, Югославия	[368]
Странтрж, район Трепча, Югославия	[125, 368]
Йонхва I, Южная Корея	[467]
Алтын-Топкан, Узбекистан, СССР	[394]
Кристиания, Норвегия	[141]
Скарны, образовавшиеся вдали от возможного или неизвестного магматического источника	
Пеймастер, Невада	[151, 286]
Линчберг, Нью-Мексико	[274, 436]
Бен-Бен, Квинсленд, Австралия	[13]
Камиока, Гифу, Япония	[377, 315, 196]
Накатацу, Фукуи, Япония	[437, 196]
Вилька, Перу	[429]
Аравейпа, Аризона	[386, 383, 338]
Ла-Энкантада, Коауила, Мексика	[275]
Эль-Мочито, Гондурас	[367]
Фениче-Капанне, Тоскана, Италия	[103]
Хуаньжань, Китай	[190]
Верхнее, Тетюхинский район, СССР	[394]
Николаевское, Тетюхинский район, СССР	[394]
Восточно-Партизанское, Тетюхинский район, СССР	[394]
Месторождения карбонатных жил с Mn- и Ca-силикатными минералами	
Месторождения Н.Р.Н., остров Ванкувер, Британская Колумбия, Канада	[152]
Блубелл, Британская Колумбия, Канада	[153, 369, 313, 297]
Учукчакуа, Кахатамбо, Перу	[9]
Требёрленд, Корнуолл, Англия	[433, 351]
Рудник Касо, Тотиги, Япония	[466]

следователями. В Центральном рудном районе (Нью-Мексико) Шмитт [365] установил тенденцию граната совместно с магнетитом и подчиненным халькопиритом размещаться близ метасоматического источника, а пироксена со сфалеритом находиться на большем удалении от него. В Йонхва II (Южная Корея) Юн [467] заметил сходную латеральную зональность, при которой наблюдается последовательная смена граната пироксеном, бустамитом и, наконец, мрамором, и установил увеличение с глубиной отношений гранат/пироксен и Zn/Pb. Такое же распределение отношений металлов было описано в Агиларе (Аргентина) Спенсером [405]. Леман [260] использовал зональность в распределении отношений металлов в Вашингтон-Кэмпе (Аризона) для того, чтобы установить путь следования метасоматических растворов от магматического источника на протяжении 1 км.

Многие представители этого скарнового класса (Агилар, Аргентина [405], Симапан, Мексика [382], Вашингтон-Кэмп, Аризона [260]) содержат значительные количества руды как в скарнах, так и в известняках за пределами скарнов; это предполагает, что минерализация шла вне поля стабильности обычных известково-силикатных минералов. Залежи замещенных известняков, как правило, располагаются в 1—10 м (а в некоторых случаях и в сотнях метров) ниже границы скарнов.

Установленные значения температуры и давления для этих скарнов варьируют в зависимости от применявшихся методов и от местоположения объектов. В Темперино (Италия) Корсини и др. [87] определили давление в 0,5 кбар на основании стратиграфической реконструкции. Серлс [414] установил сходное давление в Вашингтон-Кэмпе (Нью-Мексико) по данным изучения газово-жидких включений, в то время как Леман [260] определил давление в 2 кбар на том же самом месторождении, основываясь на деформационных свойствах пород. Температуры, определенные по газово-жидким включениям, колеблются от 550 до 460°С в Симапане (Мексика) [268] и от 490 до 350°С в Вашингтон-Кэмпе (Нью-Мексико) [414]. Линдгрен и Уайтхед [414] отметили присутствие многочисленных родственных галиту минералов во включениях на месторождении Симапан (Мексика), что требует бóльших величин солености, чем 23,3 вес. % NaCl эквивалента. Обычно предполагают, что источником серы в таких скарновых месторождениях являлись ассоциирующиеся с ними интрузивные породы. Корсин и др. [87], использовав данные по изотопам, пришли к заключению, что в скарнах Темперино (Италия) сера поступала как из ассоциирующихся магматических пород, так и из подстилающих эвапоритов.

Цинковорудные скарны, образующиеся вблизи даек. Цинковорудные скарновые месторождения, образовавшиеся вблизи даек, отличаются от ранее рассмотренных месторождений высокой степенью измененности интрузивов, отношениями Pb/Cu и соотношением количеств руды в скарнах и известняках. По составу дайки варьируют от гранодиоритовых (Граундхог, Мексика [258]) до риолитовых (Идальго, Мексика [364]), но во всех случаях они слишком невелики по размеру (чаще всего менее 10 м, а некоторые менее 1 м мощности), чтобы оказывать существенное тепловое воздействие или служить источником компонентов. Действительно, широкое изменение даек под воздействием жил после консолидации магматического материала, расположение скарнов и сульфидной руды на значительных расстояниях от даек вдоль разломов или литологических контактов и зональность, которая сечет дайки,— все это приводит большинство исследователей, детально изучавших эти месторождения, к заключению, что дайки в основном служили структурными путями и что источником метасоматических растворов являлось более глубокое, хотя, возможно, и комагматическое тело. Это было достаточно определенно установлено Вандке и Муром [452] на месторождении Тепесала (Мексика) и Прескоттом [333] в районе Санта-Эулалия (Мексика). В послед-

нем случае при бурении [176] ниже известных рудных тел скважина вошла в равномернозернистые кварцевые монцониты, которые внедрились в подстилающие эвапориты.

Изменения даек, связанных с цинковорудными скарнами, обширны и включают образование типичных, в основном эпидотовых, эндоскарнов в Йонхва I (Южная Корея) [467] и Граундхоге (Нью-Мексико) [287], гранат-пироксеновых эндоскарнов в Тепесале (Мексика) [452], а также развитие серицитовых, серицит-глинистых или серицит-топазовых измененных пород в Странтрже (Югославия) [125], Идальго (Мексика) [364] и Сан-Антонио (Мексика) [175]. Морфология скарнов также изменчива. В большинстве случаев скарны образуют чехол вокруг даек, но могут распространиться вдоль разломов и плоскостей напластования на значительные расстояния в массивных известняках в виде трубообразных тел и покровов. Другой характерной особенностью этого скарнового типа, как уже отмечалось выше, является непрерывный переход от скарновой руды к массивным сульфидам, заместившим известняки и расположенным непосредственно ниже. Последний тип руды имеет важное значение в большинстве скарнов этого класса, а на некоторых мексиканских месторождениях (Сан-Антонио [176], Найка [412], Санта-Эулалия [176], Идальго [364] и Тепесала [452]) он составляет наибольшую и самую богатую часть рудных запасов. Юн [467] установил, что в Йонхва I (Южная Корея) количество руды в известняках под скарнами в десять раз больше, чем в скарнах.

В скарнах преобладают пироксен йохансенитового состава, иногда гранат; обычен бустамит; гранат, когда он присутствует, относится к андрадитовому ряду. Редкие проявления железо-марганцевого оливина — кнебелита описаны в Санта-Эулалия (Мексика) [338]. Зональная последовательность в ранних скарнах — от граната через пироксен, бустамит до мрамора — описана в Алтын-Топкане (СССР) [394], Йонхва I (Южная Корея) [467] и Граундхоге (Нью-Мексико) [287]. В Алтын-Топкане и Йонхва I отмечается возрастание количества граната с глубиной, а в описаниях последнего месторождения говорится об увеличении содержания марганца и железа как в гранате, так и в пироксене от более древних к более молодым породам. На некоторых месторождениях выражена также зональность в распределении металлов. В Йонхва I количество свинца увеличивается с глубиной, а на Алтын-Топкане зональность проявлена в смене (по мере возрастания глубины) свинца свинцом и цинком и, наконец, медью и железом. В Странтрже (Югославия) [125] наблюдается обратная зональность, и с глубиной происходит увеличение содержания пирротина и пирита. Ретроградная минерализация в цинково-свинцоворудных скарнах богата, в частности, марганцем; на многих месторождениях отмечено присутствие родонита, марганцовистых разностей ильваита, амфибола и хлорита. Амфибол, там, где он присутствует, представлен необычной субизвестковой разностью — куммингтонитом, о чем сообщается в описаниях месторождений Граундхог (Нью-Мексико) [70] и Сан-Антонио (Мексика) [8].

Цинковорудные скарны, образующиеся на удалении от возможного или неизвестного магматического источника. В трех предыдущих группах цинковорудных скарновых месторождений устанавливается явная связь с магматическими породами даже там, где существует пространственная разобщенность магматических и карбонатных пород. Однако в ряде мест магматические плутоны располагаются на расстоянии в несколько километров (Линчберг, Нью-Мексико [436], Пеймастер, Невада [151], Бен-Бен, Австралия [13], Камиока, Япония [196] и Накатацу, Япония [196]), или вообще интрузивные породы не выходят на поверхность (Аравейпа, Аризона [383], Ла-Энкантада, Мексика [275], Фениче-Капанне, Италия [103], Хуаньжань, Китай [190], и Верхнее, Николаевское и Восточно-Партизанское, СССР [394]).

Как и в большинстве цинковорудных скарнов преобладающим известково-силикатным минералом является пироксен йохансенитового состава; в меньших количествах присутствуют гранат, бустамит и волластонит. Марганцовистый куммингтонит встречается в Линчберге (Нью-Мексико) [8], Пеймастере (Невада) [286] и на месторождении Верхнем (СССР) [394], а марганцовистые ильваит и хлорит отмечались во многих местах. Кроме того, на месторождении Аравейпа (Аризона) установлены манганбабингтонит и аксинит [61]. Как и в других скарновых типах, здесь наблюдается зональная последовательность силикатов: гранат — пироксен — мрамор близ разлома на месторождении Линчберг (Нью-Мексико) [436] и по направлению к поверхности на месторождении Накатацу [196]. Зональность в распространении металлов, выраженная последовательной сменой (сверху вниз) свинца цинком и медью, отмечена в Бен-Бене (Австралия) [13].

В связи с обычным для скарнов этой группы расположением их на удалении от первичного магматического источника возрастает значение путей движения растворов при развитии скарновых месторождений цинка и свинца. Как четко установил Титли [436], «изменение пород в Линчберге (Нью-Мексико) обусловлено флюидами, которые преодолели некоторое расстояние, прежде чем вызвать наблюдающиеся здесь преобразования». По этому же поводу Мейнерт [286] высказал предположение, что важными явлениями в развитии скарновых месторождений цинка и свинца могут буть продвижение растворов и происходящее в результате этого их охлаждение, а также селективное перемещение относительно нерастворимых компонентов до начала скарнообразования.

Месторождения карбонатных жил с марганцово- или известково-силикатными минералами. Эти месторождения в узком смысле не являются скарновыми, так как ни руда, ни жильная масса не содержат известково-силикатных минералов. Однако присутствие небольших (до ничтожных) количеств обычных богатых марганцем силикатных минералов, характерных для типичных скарновых месторождений цинка и свинца, свидетельствует о генетической связи между месторождениями цинково-свинцовых карбонатных жил и цинково-свинцоворудных скарнов.

К двум наиболее крупным и лучше всего изученным представителям этого типа принадлежат месторождения Блубелл (Канада) [153, 369, 313, 297] и Учукчакуа (Перу) [9]. Оба месторождения сложены карбонатно-кварцево-сульфидными жилами с небольшими количествами (до следов) кнебелита, а на Учукчакуа — йохансенита и бустамита. Боковыми породами на обоих месторождениях являются известняки, а ассоциирующиеся магматические образования представлены только небольшими андезитовыми и порфировыми дайками. Кнебелит и пироксен йохансенитового состава описаны также на довольно сходных месторождениях Н. Р. Н. (Канада) [152], Касо (Япония) [466] и Требёрленд (Англия) [351]. Для таких жильных месторождений обычно устанавливаются низкие температуры; изучение газово-жидких включений в Учукчакуа дало около 300°С для главной стадии минерализации [9]. При аналогичных исследованиях на месторождении Блубелл для позднего жильного выполнения были определены несколько более высокие температуры [313]. Для кнебелитсодержащей породы из Блубелла [459] единственные полученные температурные данные — температуры декрепитации.

По-видимому, эти месторождения карбонатных цинково-свинцовых жил характеризуются высоким отношением сульфидов к силикатам, сравнительно низкими температурами образования и размещением на удалении от своих магматических источников. В целом описываемые месторождения связаны с более типичными цинковорудными скарновыми месторождениями; они являются конечным, наиболее удаленным от источника членом целого ряда скарновых месторождений цинка и свинца, перечисленных в табл. 14.

Молибденсодержащие скарны

Скарны, которые содержат значительные количества молибдена, встречаются в различных районах мира, включая Австралию, Европу, Северную Америку, Африку и СССР. В табл. 15 в обобщенном виде приведены основные особенности некоторых более крупных или лучше изученных их представителей. Как и в случае со скарновыми месторождениями вольфрама и меди, запасы и содержания молибденоносных скарновых месторождений определяются методом разработки. Высокоселективная отработка, как это практикуется в Азгуре (Марокко) [324], требует содержаний MoS_2 более 1%, в то время как для месторождений, где пригоден метод сплошной разработки (например, в Боулдер-Крик, Монтана [228]), средние содержания равны 0,1—0,2% MoS_2. Месторождения с высокими концентрациями заключают 1—7 млн. т руды, тогда как более крупные по объему месторождения имеют запасы, близкие к 100 млн. т.

В общем интрузивные фазы, ассоциирующиеся с этими скарнами, испытали более полную эволюцию, чем диоритовые, гранодиоритовые и кварцмонцонитовые плутоны, связанные с железными, медными и некоторыми вольфрамовыми месторождениями в скарнах. Например, гранат представлен на месторождениях Маунт-Теннисон, Дайамонд-Хилл и Дакмалой в Австралии [411], Монте-Кристо в Неваде [402], Тырныауз в СССР [331] и Азгур в Марокко [324]. Как указывали Покалов [331] и Сонневиль [402], многие из плутонов, с которыми связаны молибденсодержащие скарны, относятся к лейкократовым с 2—5% мафических минералов. Кроме того, в Тырныаузе (СССР) гранит-порфиры в качестве первичных образований содержат и биотит, и мусковит [324].

Некоторые молибденсодержащие скарны разрабатываются на разные металлы, в том числе молибден, вольфрам, медь и висмут; свинец, цинк, олово или уран могут иметь лишь локальное значение. Минеральный состав этих полиметаллических скарнов не столь хорошо изучен, как минеральный состав других типов скарнов, но, по-видимому, он характеризуется присутствием пироксена геденбергитового состава, грандита с небольшим количеством пиральспитовой составляющей и волластонита. Ретроградные минералы включают роговую обманку, амфибол актинолитового состава; местами отмечается повышенное содержание эпидота, флюорита и хлорита. К рудным минералам относятся молибденит, шеелит, халькопирит и висмутин, а также второстепенные сфалерит и галенит. Примерами месторождений таких полиметаллических скарнов кроме уже вышеперечисленных могут служить Клементис (Румыния) [413], Янцзы-Чжанзы (Китай) [190], Парадайс-Пик (Невада) [247] и Юбехеб-Пик (Калифорния) (Чарлз Парк-мл., личное сообщение). Некоторые молибденовые проявления обнаруживают значительное содержание сфалерита в периферических скарнах; к ним относятся Янцзы-Чжанзы (Китай) [190] и Лон-Маунтин (Невада) [37]. Другие аналогичные месторождения отличаются от перечисленных выше следующими особенностями: 1) штокверк кварцевых жил с молибденитом находится как в интрузивных, так и в осадочных породах, 2) молибденит является единственным важным сульфидным минералом, 3) фтор заключен в аномальных количествах в некоторых силикатных минералах или представлен флюоритом. К данным месторождениям относятся Канниван-Галч (Монтана) [363], Литл-Боулдер-Крик (Айдахо) [71, 20], Пайн-Нат (Невада) (Дж. Де-Лонг, неопубликованный отчет) и Болд-Бьютт (Монтана) [349]. Эти месторождения значительно крупнее, чем месторождения полиметаллических скарнов, но они пока еще не разрабатываются. Месторождение Канниван-Галч необычно — его скарны развились по доломитам и содержат большие количества форстерита, тремолита и серпентина [363]. Скарны в Литл-Боулдер-Крик размещаются в

Таблица 15. **Особенности молибденсодержащих скарновых месторождений**

Месторождение	Металл	Запасы, содержание	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Прогрессивные минералы [1]
Маунт-Теннисон (Йетолм), Новый Южный Уэльс, Австралия	Mo (Cu, U)	1,4—6,7 млн. т; 0,19% MoS_2	Известковые крупногалечные конгломераты	Каменноугольные граниты Батерст	Гранат, пироксен, волластонит
Дайамонд-Хилл, Новый Южный Уэльс, Австралия	Mo (Cu)	Небольшие ?	Известковые крупногалечные конгломераты	Каменноугольные граниты Батерст	?
Дакмалой, Новый Южный Уэльс, Австралия	Bi (Mo, Cu)	Небольшие ?	Известковые крупногалечные конгломераты	Каменноугольные граниты Дакмалой	?
Клементис, Банат, Румыния	Mo, Cu, W	? 0,03% MoS_2	Мрамор, роговики, сланцы	«Банатиты» Малая Тилва	Гранат, пироксен
Тырныауз, СССР	Mo, W	?	Мрамор, сланцы, песчаники	Граниты (97 млн. лет?)	Гранат, пироксен (Hd_{60-70})
Азгур, Марокко	Mo, Cu (W, U)	0,13 млн. т; 1,0% MoS_2	Палеозойские известняки, сланцы	Мезозойские (?) граниты	Гранат, пироксен геденбергитового состава, везувиан
Юбехеб-Пик, Калифорния	Mo, Cu	Небольшие ?	Палеозойские известняки, песчаники	Мезозойские кварцевые монцониты	Гранат (Ad_{95}), пироксен геденбергитового состава, волластонит
Монте-Кристо, Невада	(W, Mo, Cu)	? <0,2% MoS_2	Кембрийские известняки, кварциты	Меловые (?) биотитовые граниты	Гранат (Ad_{50-80}), пироксен
Янцзы-Чжанзы, провинция Ляонин, Китай	Mo (Pb, Zn)	7 млн. т; 0,5% MoS_2	Кембрийские — ордовикские известняки	Послепалеозойские гранит-порфиры, граниты	Пироксен, гранат
Литл-Боулдер-Крик, Айдахо	Mo (W)	Очень большие; 0,15% MoS_2	Пенсильванские алевритистые известняки, кварциты	Меловые кварцевые монцониты	Пироксен ($Hd_{70}Jo_3$), гранат (Ad_{40})

Ретроградные минералы	Рудные минералы	Морфология скарнов	Изменения в интрузиве	Ссылка
Амфибол	Молибденит, повеллит, пирротин, арсенопирит, сфалерит	На интрузивном контакте	Молибденит в интрузиве	[456]
?	Молибденит, халькопирит, пирит	На интрузивном контакте	?	[411]
?	Висмутин, молибденит, халькопирит, пирротин, пирит, борнит, магнетит	На интрузивном контакте	?	[411]
Роговая обманка, эпидот	Молибденит, халькопирит, магнетит, пирит	На интрузивном контакте	Пироксен, роговая обманка	[413]
Амфибол	Молибденит, магнетит, пирротин, арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, станнин	На интрузивном контакте	Са-метасоматоз, молибденит в интрузиве	[331]
Амфибол	Молибденит, халькопирит, сфалерит, пирит, урановая смолка	Вблизи интрузивного контакта	?	[324, 341, 165]
Актинолит (Ft_{40})	Молибденит, халькопирит, сфалерит, пирит, урановая смолка	На интрузивном контакте	?	Чарлз Паркмл., личное сообщение; Л. Д. Мейнерт, неопубликованные данные
Эпидот, актинолит, хлорит	Молибденит, пирит, халькопирит	На интрузивном контакте	Кварцевые жилы, серицит, пироксен, эпидот, молибденит в интрузиве	[402]
Эпидот, серпентин, мусковит	Молибденит, магнетит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит	На интрузивном контакте	?	[190]
Амфибол	Молибденит, пирит	На интрузивном контакте	К-метасоматоз, кварцевые жилы, молибденит в интрузиве	[228, 20], Л. Д. Мейнерт, неопубликованные данные

Таблица 15 (продолжение)

Месторождение	Металл	Запасы, содержание	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Прогрессивные минералы [1]
Канниван-Галч, Монтана	Mo (Cu)	Очень большие ?	Кембрийские доломиты Хасмарк	Третичные биотит-кварцевые монцониты	Оливин (Fo_{96})

[1] Состав пироксена выражен в мольных процентах геденбергита (Hd) и йохансенита (Jo), остаток ставлен гроссуляром. Состав оливина выражен в мольных процентах форстерита (Fo), остаток предлен тремолитом. Запасы включают количество всей руды (млн. т).

известковых алевролитах и содержат много пироксена геденбергитового состава (Hd_{70}) с небольшим количеством грандита (Ad_{40}) ([20]; Л. Д. Мейнерт, неопубликованные данные). Осадочные породы в Болд-Бьютте представлены сильно известковистыми роговиками, пронизанными штокверком биотитовых и актинолитовых прожилков [349].

Как группа молибденсодержащие скарны отличаются от других скарновых типов интрузивной ассоциацией и минералогией. Однако получены данные (пока еще не опубликованные), которые позволят провести дальнейшее разделение внутри группы или выработать количественные критерии для отличия ее от скарновых месторождений других типов.

Скарновые месторождения олова

Подобно большинству оловянных месторождений оловосодержащие скарны ассоциируются с гранитами. Хотя составу, минералогии, структурам и тектоническому облику оловоносных гранитов были посвящены серьезные исследования, пока еще не найдены универсальные критерии для выделения этих гранитов. Оловоносные граниты содержат больше кремнезема и калия, чем «средние» граниты, хотя это может быть результатом субсолидусных изменений [252, 408]. Колеблющиеся отношения малых и рассеянных элементов, особенно между Sn и F и Sn, F и Li, могут быть полезными внутри отдельных поясов для установления различий между гранитами, с которыми связана оловянная минерализация, и гранитами, которые кажутся лишенными оруденения. Однако в глобальном масштабе постоянство вариаций в отношениях элементов выражено слабо или совсем отсутствует [17, 252, 201]. Большинство оловоносных гранитов по своим петрографическим характеристикам соответствуют ильменитовому ряду гранитоидов Исихары [200]; составы этого ряда широко перекрываются с составами гранитов S-типа Чаппелла и Уайта [74]. Уайт и др. [461] показали, что оловянные месторождения в складчатом поясе Лечлен юго-восточной Австралии связаны с гранитами S-типа. Однако Исихара и др. [201] продемонстрировали, что оловянные месторождения полуостровного Таиланда ассоциируются с ильменитовыми гранитами как типа I, так и типа S. Следовательно, если и существует та путеводная нить, которая привела бы к решению вопроса о связи гранитов с оловянной минерализацией, то это характерная серия рассеянных элементов (F, Rb, Li, Sn, Be, W и Mo), степень их относительной восстановленности, низкая сернистость связанных с интрузиями руд и повышенная роль кислорода в последних. По-видимому, большинство оловоносных гранитоидов и ассоциирующихся с ними скарнов формировались в конечную стадию оро-

Ретроградные минералы	Рудные минералы	Морфология скарнов	Изменения в интрузиве	Ссылка
Тремолит, серпентин, хлорит	Молибденит, магнетит, пирит, халькопирит	Ореол 1,2 × × 0,9 км вокруг штока	К-метасоматоз, кварцевые жилы, молибденит в интрузиве	[363], Л. Д. Мейнерт, неопубликованные данные

представлен диопсидом. Состав граната выражен в мольных процентах андрадита (Ad), остаток представлен фаялитом. Состав амфибола выражен в мольных процентах ферротремолита, остаток представ-

генных циклов развития энсиалических дуг или в условиях кратонов, относительно стабильных или подвергающихся начальному рифтогенезу. Обзор распространенности оловянных месторождений, проведенный Тейлором [427], показывает, что 80% месторождений большого или среднего экономического значения находятся в фанерозойских складчатых поясах и связаны с посторогенными гранитами. Однако в пределах этих обширных площадей тектонические условия конкретных районов в деталях сильно варьируют. Например, оловорудные скарновые месторождения в Восточном поясе Западной Малайзии связаны с кислыми конечными членами плутоно-вулканического ряда гранодиоритового и гранитного состава, который, согласно интерпретации Хатчисона [193], образует систему магматических дуг, связанную с субдукцией. Минеральные месторождения ассоциируются с крупными плутонами равномернозернистых до микропорфировых, средне- и грубозернистых биотитовых (роговообманковых) гранитов, характеризующихся средним отношением Rb/Sr, равным 2,7, и начальными отношениями изотопов стронция от 0,7075 до 0,7102 [194]. В отличие от этого западнее, в пределах пояса Главного хребта Западной Малайзии, скарновые месторождения олова ассоциируются с батолитами грубозернистых гранитов позднекаменноугольного — позднетриасового возраста. Граниты имеют отношение Rb/Sr, равное 10, и начальные отношения изотопов стронция от 0,7098 до 0,7111. Считают, что эти граниты, для образования которых, возможно, потребовалось много корового материала и которые внедрялись в мезозональной обстановке [194], были связаны с краевыми частями плит, испытавшими силовое воздействие при столкновении [292].

Многообразие характерных особенностей оловянных месторождений обсуждалось многими авторами, например И. Я. Некрасовым [303], Г. Н. Щербой [362], Хоскингом [186]. Можно выделить два обширных класса (табл. 16): скарновые месторождения, в которых известково-силикатная жильная масса преобладает над рудными минералами, и сульфидные и железоокисные месторождения замещения, в которых присутствуют лишь незначительные количества низкотемпературных известковых силикатов. Последний класс, к которому относятся такие месторождения, как Ренисон-Белл (Тасмания) и Беатрис (Западная Малайзия), будет рассмотрен в одном из последующих разделов.

В общем оловорудные скарновые месторождения не представляют большого экономического интереса из-за их небольших размеров и низких содержаний (табл. 17, 18). Запасы руды колеблются от нескольких миллионов тонн в мелких рудных телах в Маунт-Гарнет (Квинсленд) и Лост-Ривер (Аляска) до 20—30 млн. т на месторождении Мойна (Тасмания). Содержание

Таблица 16. **Классификация оловорудных месторождений в карбонатных породах**

	Ссылка
Оловорудные месторождения в доломитовых породах	
В магнезиальных скарнах:	
Благодатненское, СССР	[282]
Кличкинский район, Восточное Забайкалье, СССР	[399]
Питкяранта, Карелия, СССР	[3, 282]
Итеньюргинское, Чукотка, СССР (небольшие наложенные Са-скарны)	[3]
Брукс-Маунтин, Аляска (небольшие наложенные Са-скарны)	[4]
В массивных сульфидных замещенных телах с небольшим количеством силикатов:	
Маунт-Бишофф, Тасмания, Австралия	[401, 150, 316, 234]
Кливленд, Тасмания, Австралия	[317, 88, 336]
Ренисон-Белл, Тасмания, Австралия	[322, 321]
Малый Хинган, Дальний Восток, СССР	[278, 438]
Сарыбулак, Киргизия, СССР	[282]
Трубки Беатрис, Телок-Круен и Син-Нам-Ли, Перак, Западная Малайзия	[186]
Хунань, Китай	[453]
Оловорудные месторождения среди известняков	
В везувиан-магнетитовых скарнах:	
Лост-Ривер, Аляска	[352, 353, 354], Добсон, в печати
Мойна, Тасмания, Австралия	[427, 250]
Ярославское, Южное Приморье, СССР	[282]
Узун-Ташты, Средняя Азия, СССР	[339]
В андрадит-волластонитовых скарнах:	
Ушкошкон, Киргизия, СССР	[272]
Рудники Митате и Торуко, Миядзаки, Япония	[418]
Рудник Хоэи, Охита, Япония	[418]
Рудник Куга, Ямагути, Япония	[418]
Канчинг, Селангор, Западная Малайзия	[186]
Район Кассиар, Британская Колумбия, Канада	[300]
Дартмур, Девон, Великобритания	[116]
Плавно, Чехословакия	[93]
Давиб-Ост, Намибия	[283]
В массивных магнетит-замещенных телах в известняках или роговиках:	
Букит-Беси, Тренгану, Западная Малайзия	[186, 31]
Сунгей-Панчинг, Паханг, Западная Малайзия	[186]
Пелепах-Канан, Джохор, Западная Малайзия	[186]

олова на этих месторождениях колеблется от 0,1 до 0,7 вес. %, но большая часть олова находится в силикатах и извлекать его экономически невыгодно.

Магнезиальные скарны. Месторождения оловосодержащих магнезиальных скарнов (табл. 17) в своем развитии обычно проходят последовательный ряд стадий — раннюю скарновую, промежуточную олово-боратную и позднюю касситеритовую. Такая стадийность хорошо прослеживается на некоторых участках Итеньюргинского месторождения [3] и на других месторождениях Северо-Восточной Сибири (СССР) [303].

Согласно ряду авторов [3, 303], на самых ранних высокотемпературных стадиях скарнообразования, во время которых гидротермальные флюиды были почти нейтральными или слабощелочными, происходило выделение классической магнезиально-скарновой ассоциации, состоящей из шпинели, пироксена (фассаита) и форстерита($\pm$ кальцит) и характеризующейся зональным распределением компонентов (в том порядке, как они здесь перечислены, по направлению от интрузивных контактов до мрамора). Минералы,

Таблица 17. **Общая характеристика магнезиальных оловосодержащих скарнов**

Месторождение	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Морфология, запасы	Ассоциация			Sn-содержащие минералы	Ссылка
				ранняя	средняя	поздняя		
Кличка, Восточное Забайкалье, СССР	Нижнепалеозойские доломиты	Юрские биотитовые граниты, грейзены		Форстерит, шпинель, диопсид, замещенные 1) хондродитом, флогопитом, магнетитом или 2) гранатом, везувианом, магнетитом (известковые скарны)		Замещенные 1) флюоритом, слюдой, 2) кварцем, слюдой, флюоритом		[399]
Итеньюргинское, Северо-Восточная Сибирь, СССР	Палеозойские доломиты	Меловые биотитовые граниты		Форстерит, шпинель, пироксен, замещенные 1) флогопитом, хондродитом, магнетитом, людвигитом или 2) везувианом, гранатом, магнетитом (известковые скарны)	Замещенные 1) флюоборитом, магнетитом, касситеритом, 2) касситеритом, флюоритом	Замещенные 1) бруситом, хлоритом, ашаритом, 2) хлоритом	1) Людвигит, магнетит, касситерит, 2) гранат, касситерит	[3]
Брукс-Маунтин, Аляска, США	Ордовикские доломиты	Меловые биотитовые граниты		Форстерит – шпинель – пироксен, замещенные 1) людвигитом, котоитом или 2) гранатом, вонсенитом, гулситом, норденшельдитом	2) Замещенные турмалином, касситеритом, флюоритом, арсенопиритом, пирротином, галенитом, сфалеритом,	1) Брусит, ашарит	Бораты (?), касситерит	[3]
Питкяранта, Карелия, СССР	Протерозойские амфиболиты, сланцы, доломиты	Протерозойские граниты – рапакиви, грейзены; F, Sn, Be, Mo, Ge, B	Стратиформная; длина 1,9 км, мощность до 7 м	Гумит, форстерит, норбергит	Магнетит, людвигит, касситерит, флюоборит, серпентин	Флюорит, кальцит, кварц, пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, касситерит, шеелит (± висмутин, халькопирит)	Касситерит	[3, 282]
Маунт-Бишофф, Тасмания, Австралия	Позднепротерозойские доломиты	Девонские гранит-порфировые дайки, силлы, топаз-турмалин кассите-ритовые грейзены	Стратиформные тела в доломитах, 50% сульфидов; жилы в сланцах; 5 млн. т, 1% Sn	Хондродит, тремолит	Тальк, карбонат, касситерит, пирит, арсенопирит, пирротин	Халькопирит, галенит	Касситерит	[401, 316, 150]
Ренисон-Белл, Тасмания, Австралия	Кембрийские доломиты, сланцы	Девонские биотитовые граниты, мусковит-турмалин-касситеритовые грейзены (за пределами рудника)	Массивная (60–70% сульфидов) стратиформная, мощность 20–40 м; 15 млн. т, 0,75% Sn или 7 млн. т, 1,5% Sn	Серпентин, кальцит, тальк, местами людвигит, турмалин в сланцах	Мо-сидеритовое обрамление вокруг пирротина, касситерита, арсенопирита (± кварца, турмалина, магнетита, халькопирита, станнина, Bi)	Кальцит, флюорит, сфалерит, галенит, халькопирит	Касситерит	[321, 322]
Беатрис, Перак, Западная Малайзия	Доломитовые известняки	Кайнозойские граниты, пегматиты	Трубообразная, диаметр 15 м, длина по вертикали 100 м; добыто 9000 т SnO_2		Тремолит, арсенопирит, касситерит	Тальк, флогопит, флюорит, флюоборит, станнин, халькопирит (пирротин)	Касситерит	[186]

Запасы даны в миллионах тонн. Месторождения расположены, начиная от представителей с большим объемом высокотемпературной скарновой жильной массы (в верхней части таблицы) и кончая месторождениями с меньшим количеством жильной массы (обычно низкотемпературный тип) и повышенным объемом массивной сульфидной руды.

Таблица 18. **Общая характеристика известковых оловосодержащих скарнов**

Месторождение	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Морфология, размер, запасы	Ранняя ассоциация	Поздняя ассоциация	Оловосодержащие минералы	Ссылка
Давиб-Ост. Намибия	Докембрийские известково-силикатные	Докембрийские граниты, пегматиты (Sn, Li, B, W, Ta)	Слои известково-силикатных пород с местным развитием скарнов	Гроссуляр — везувиан обрастают зеленым андрадитом		Зеленый андрадит	[283]
Кассиар, Британская Колумбия, Канада	Палеозойские сланцы, известняки	Биотит-мусковитовые граниты, аплиты (пегматиты) (Sn-Be-Mo-Pb-Zn)		Везувиан, зеленый андрадит, пироксен геденбергитового состава, ферротремолит, флюорит (± сфен, шеелит, сульфиды, кальцит, кварц)		Андрадит, эпидот	[300]
Дартмур, Девон, Англия		Гранит, Sn-B-Fe-грейзены		Волластонит-кальцит-диопсид-гроссуляр-везувиановые роговики	Андрадит, пироксен, малайит, датолит, пирротин (± борнит, халькопирит, сфалерит, лёллингит, арсенопирит)	Андрадит, малайит	[116]
Мойна, Тасмания, Австралия	Ордовикские известняки	Девонские биотитовые граниты, пегматиты, грейзены (Sn-W-Bi-Mo-F-B)	25—30 млн. т, 0,15% Sn; линзы мощностью до 100 м, протяженностью до 1 км, в 200 м от гранита	В центре: салит, гранди т — везувиан ± волластонит; по периферии: везувиан — магнетит — флюорит (ритмичная слоистость)	В центре: флюорит, адуляр, амфибол, магнетит, пирротин, сфалерит; по периферии: малайит, касситерит, шеелит, висмутин	Гранат, касситерит, малайит	[118, 206, 427, 250]
Ушкошкон, Восточная Киргизия, СССР		Лейкократовые биотитовые граниты	Контактовые скарны	Кварц-плагиоклаз-пироксеновые роговики обрастают гранатом, пироксеном, везувианом, волластонитом (± аксинитом, турмалином)	Эпидот, тремолит, датолит, кальцит, касситерит, флюорит, пирит, сфалерит, арсенопирит	Ранние: норденшельдит, поздние: касситерит	[272]

Продолжение табл. 18

Месторождение	Вмещающие породы	Интрузивные породы	Морфология, размер, запасы	Ранняя ассоциация	Поздняя ассоциация	Оловосодержащие минералы	Ссылка
Узун-Ташты, Средняя Азия, СССР	Сланцево-карбонатная толща	Позднеордовикские биотитовые граниты		Mg-скарны (диопсид — шпинель) обрастают Ca-скарнами (гранат-везувиан — магнетит — турмалин)	Турмалин — слюда — флюорит (ритмичная слоистость)		[399]
Ярославское, Дальний Восток, СССР	Известняки, мусковитовые сланцы	Силурийские или пермские гранитные массивы, дайки, грейзены	Рудные жилы, пластовые залежи и брекчии, секущие скарны	Везувиан — гранат, эпидот — амфибол	Касситерит, турмалин, магнетит, флюорит, арсенопирит, сфалерит, пирит (± данбурит, молибденит, висмутин)	Поздние: касситерит	[282]
Лост-Ривер, Аляска	Ордовикские глинистые известняки	Меловые риолит-порфировые дайки, гранитный шток, грейзены (Sn, W), аргиллизация (Pb, Zn, Cu)	Неправильные тела, штокверковые жилы; 3 млн. т, 0,27% Sn	В центре: гранат, везувиан, ± флюорит, турмалин, галенит, сфалерит, халькопирит; на периферии: магнетит — флюорит — везувиан (ритмичная слоистость)	Флюоритовые, биотитовые, амфиболовые, пиритовые, пирротиновые, касситеритовые (± турмалиновые) жилы, флюоритово-слюдяные жилы в известняках с Be; флюорит-касситерит-глинистая брекчия	Андрадит, касситерит, амфибол	[352, 354]; Добсон, в печати
Рудник Митате, юго-западная Япония		Миоценовые гранит-порфиры, кварц-серицитовые измененные породы	Контактовые скарны мощностью 10 м	Пироксен — кальцит ± ± зеленый гранат, касситерит, сфен	Пирротин-касситеритовые жилы, малайит — кальцит	Касситерит, малайит	[378, 418]
Рудник Хоэи, Охита, юго-западная Япония		Миоценовые граниты		Гранат ± пироксен — флюорит, на периферии: волластонит	Сфалерит, пирротин, касситерит (± халькопирит, арсенопирит, пирит); малайит-кварц-кальцитовые жилы	Малайит, касситерит	[418]

Запасы даны в миллионах тонн. Месторождения расположены, начиная от андрадит-волластонитовых (± малайит) скарнов (бедных касситеритом) (в верхней части таблицы) и кончая везувиан-магнетит-флюоритовыми скарнами (богатыми касситеритом).

образующиеся в течение начальной стадии, не содержат фтора, бора или олова. В результате продолжающейся циркуляции гидротермальных флюидов вновь образующиеся минералы начинают включать в свой состав как олово, так и бор; самая внешняя зона прогрессивных скарнов изменяется с образованием флогопита, магнетита и магнезиальных боратов (гулсита, людвигита и котоита). Олово присутствует в магнетите, боратах или, в условиях бескварцевой среды [60], в виде редкого бората кальция и олова — норденшельдита. Содержание олова в боратах со временем в процессе рудообразования уменьшается, так как они преобразуются, приближаясь по составу к конечным членам своего ряда, богатым железом (пейгит, вонсенит). Наконец, во время поздних стадий кислотного выщелачивания гидротермальные флюиды освобождают олово из боратов и отлагают касситерит, флюобарит и слюды:

$$\underset{\text{оловосодержащий людвигит}}{(Fe^{2+}, Mg)_2(Fe^{3+}, Sn^{4+})BO_5} + HF \rightarrow \underset{\text{флюоборит}}{Mg_3(BO_3)(F, OH)_3} + \underset{\text{магнетит}}{Fe_3O_4} + \underset{\text{касситерит}}{SnO_2}$$

В отличие от более известковых оловоносных скарнов магнезиальные оловосодержащие скарны обычно характеризуются низким содержанием серы и высоким содержанием бора.

Наложение известковых скарнов на магнезиальные скарны. В большинстве оловоносных скарновых проявлений в доломитах эволюция флюидов, по-видимому, шла при высоких температурах в направлении увеличения содержания кальция и железа и уменьшения содержания магния, что приводило к наложению известково-скарновой стадии на стадию магнезиальных скарнов и перекрытию первой олово-боратной стадией или сокращению последней. К скарновым месторождениям, на которых устанавливается эволюционная смена магния на кальций, относятся Итеньюргинское (Северо-Восточная Сибирь), Брукс-Маунтин и Ир-Маунтин [3], месторождения Кличкинского района (Восточное Забайкалье, СССР) [399] и Узун-Таштьі (Средняя Азия, СССР) [399].

Везувиан и магнетит обычно являются первыми минералами, которые образуются как продукт реакции между флюидами, богатыми кальцием, кремнеземом и железом, и шпинель-форстеритовыми и фассаит-флогопитовыми ассоциациями. Когда содержание магния в скарнах вблизи гидротермальных каналов уменьшается, появляется оловосодержащий гранат андрадитового ряда, который отмечает кульминацию процесса наложения известковых скарнов. Когда в процессе эволюции гидротермальных флюидов температура их понижается, а кислотность возрастает, из них выпадают различные серии минералов, отлагающихся в магнезиальных скарнах благодаря различиям в составе; в этом случае магнезиальные бораты отсутствуют, а известковых боратов и боросиликатов обычно оказывается меньше, чем в чистых известковых скарнах. Бор концентрируется в железомагнезиальных алюмоборосиликатах, таких, как аксинит и турмалин, которые сопровождаются амфиболом и в подчиненном количестве касситеритом и сульфидами. Главная рудообразующая стадия знаменуется освобождением олова из гранатов, когда они замещаются флюоритом, касситеритом, кварцем и сульфидами. Сульфиды, включая арсенопирит, пирротин, станнин, лёллингит, сфалерит и галенит, образуются после главной касситеритовой стадии, неизменно отражая низкую степень сульфидизации.

Известковые скарны. Касситеритсодержащие скарны в известняках (табл. 18) широко распространены на западе Западной Малайзии [186, 5], в Средней Азии (СССР) [272], на советском Дальнем Востоке [282], юго-западе Японии [378, 418], полуострове Сьюард (Аляска) ([352, 353]; Добсон, в печати) и на западе Тасмании (Астралия) [118, 206, 250]. Кроме того, известны оловосодержащие известковые скарны, в которых касситерита фактически нет и олово присутствует в известковых силикатах, таких, как андрадит

и малайит; подобные образования находятся в Девоне (Англия) [116], Намибии [283] и Британской Колумбии [300]. Все эти месторождения служат хорошей иллюстрацией к тому, что в главную ретроградную стадию, обычно сопровождающуюся выделением сульфидов, обязательно происходит высвобождение олова из силикатов и отложение его в виде касситерита.

Самые ранние стадии роста скарнов должны обычно включать развитие высокоизвестковистой ассоциации андрадит — волластонит, типичной для юго-западной Японии и Восточной Малайзии, или везувиан-магнетит-флюоритовой ассоциации, которая обычно замещает мрамор с образованием ритмично-полосчатой текстуры, как это наблюдается на месторождениях Мойна (Тасмания) [250] и Лост-Ривер (полуостров Сьюард) (Добсон, в печати). На последних двух месторождениях гранат, везувиан и второстепенный пироксен являются несомненно наложенными и находятся во внутренней зоне, ближайшей к граниту. Пироксен имеет геденбергитовый состав, а гранаты представлены разностями от андрадита до промежуточного гранди та. В грандитах из Лост-Ривер (Добсон, в печати) и Куга (юго-западная Япония) содержится до 50 мол.% спессартиновой компоненты [374]. В большинстве известково-оловянных скарнов среди продуктов ранней стадии нет касситерита, и олово обычно присутствует в андрадите в количествах от 0,5

Таблица 19. **Содержание олова в гранатах из оловорудных скарнов**

Месторождение	Максимальное содержание SnO_2 в гранате, вес.%	Ссылка
Восточная Сибирь	0,62	[303]
Питкяранта, Карелия, СССР	1,40	[355]
Плавно, Чехословакия	1,36	[93]
Кассиар, Британская Колумбия, Канада	0,9	[300]
Давиб-Ост, Намибия	5,8	[283]
Дартмур, Девон, Англия	0,51	[116]
Мойна, Тасмания, Австралия	0,70	[250]
Лангкави, Западная Малайзия	2,00	[186]
Пелепах-Канан, Джохор, Западная Малайзия	1,60	[135]
Лост-Ривер, Аляска	3,42	Д. К. Добсон (личное сообщение, 1981)

до 5,8 вес.% SnO_2 (табл. 19), реже в аксините (до 0,3 вес.% SnO_2 [135]), магнетите (до 0,4 вес.% SnO_2 [31, 98]) или в амфиболе, в котором содержится от 1 до 3 вес.% SnO_2 (Добсон, личное сообщение).

На более поздних стадиях формирования скарнов олово могло отлагаться в виде малайита ($CaSnSiO_5$), обычно ассоциирующегося с боросиликатами, такими, как данбурит ($CaB_2Si_2O_6$). Малайит наиболее обычен в скарнах, богатых волластонитом (как и следовало бы ожидать, исходя из его состава [60]). Такие скарны встречаются в провинциях Перак, Селангор и Паханг в Западной Малайзии [186], на рудниках Хоэи, Митате и Куга в юго-западной Японии [378, 418] и Дартмур в Англии [116]. Берт [60] пришел к заключению, что малайит стабилен только в относительно высокотемпературной основной обстановке, характерной для ранних стадий формирования скарнов. При относительно кислых и более низкотемпературных условиях оловосодержащие силикаты, такие, как малайит и андрадит, распадаются на касситерит, кварц, флюорит и кальцит:

$$\underset{\text{малайит}}{CaSnSiO_5} + CO_2 = \underset{\text{кальцит}}{CaCO_3} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} + \underset{\text{касситерит}}{SnO_2}$$

Эта стадия сопровождается выделением малосернистых сульфидов, включая пирротин и арсенопирит и более редкие лёллингит, сфалерит и борнит. Олово может также присутствовать в виде редкого минерала норденшельдита ($CaSnB_2O_6$), если растворы необычно обеднены кремнеземом и обогащены бором [60]. Последующее превращение норденшельдита в касситерит, кальцит и гидроборосиликаты отмечалось в Брукс-Маунтин (полуостров Сьюард [3, 4]). Арандисе (Намибия) [335], на многочисленных дальневосточных советских месторождениях [282], на месторождениях Средней Азии [272, 339] и Северо-Восточной Сибири [3].

В зонах развития везувиана, граната и магнетита (например, Лост-Ривер, Мойна и некоторые восточносибирские месторождения) поздние стадии характеризуются флюоритовыми, амфиболовыми, флогопитовыми и магнетитовыми измененными породами вдоль жил и трещин, сопровождающимися выделением касситерита и небольших количеств пирротина и сфалерита. Поздние минералы бора представлены кальцеборитом, датолитом и алюмоборосиликатами — аксинитом и турмалином. Железомагнезиальные бораты отсутствуют. В Лост-Ривере (Добсон, в печати) и на некоторых месторождениях советского Дальнего Востока [303] эта стадия переходит в позднюю грейзеновую стадию, характеризующуюся образованием мусковит-флюоритовых жил с небольшими количествами кварца, топаза, турмалина, сульфидов цветных металлов и касситерита. В некоторых местах грейзеновая стадия проявилась и ниже скарнов, приводя к образованию флюоритовых и флюорит-редкометальных (например, B, Be, Sn) месторождений в известняках [353, 399]. (И. Я. Некрасов [303] с позднейшими процессами связывает выделение хлорита и кварца с касситеритом, затем арсенопирита и пирротина и в заключение сфалерита, халькопирита, станнина, сидерита, висмутина и галенита.)

Сопутствующие месторождения. Как и другие гидротермальные минеральные месторождения, оловянные месторождения обнаруживают непрерывные переходы от месторождений, в которых преобладает относительно высокотемпературная скарновая жильная масса, к месторождениям, образовавшимся в результате более низкотемпературного замещения метаморфических известково-силикатных пород или карбонатов. Последняя группа месторождений, называемых здесь замещенными, включает как окисные, так и сульфидные типы. Окисно-замещенные месторождения не являются крупным потенциальным источником олова и разрабатываются на магнетит. Напротив, сульфидно-замещенные месторождения — это крупнейшие и наиболее высококонцентрированные источники первичного олова.

Окисно-замещенные месторождения обычны в провинциях Тренгану и Паханг Западной Малайзии, где они размещаются в известковых сланцах вблизи контактов с верхнекаменноугольными гранитами [186]. Сланцы метаморфизованы до гранат-пироксеновых роговиков, однако не установлено, имеются в них или отсутствуют метасоматические компоненты. Магнетит слагает массивные неправильные до уплощенных тела, которые заместили как известковые сланцы, так и роговики. В Букит-Беси магнетит заключает олово [31], и содержание Sn в железной руде в среднем равно 0,07%. Местами касситерит присутствует в значительных концентрациях, что делает отработку руды рентабельной. В этих случаях касситерит приурочен к поздним зонам разлома и сопровождается хлоритом, большим количеством пирротина и небольшими количествами халькопирита и пирита. Таким образом, эти месторождения являются связующим звеном с их скарновыми аналогами: извлекаемое олово присутствует только там, где среда в результате эволюции приобрела достаточно высокий потенциал сульфидизации и характеризуется низким значением pH при низкой температуре, так что силикаты и (или) шпинели становятся нестабильными. Замещенные тела оловосодержащих массив-

ных сульфидов могут представлять собой результат конечного развития таких условий.

Замещенные залежи массивных сульфидов приурочены только к доломитам и описаны на месторождениях Ренисон-Белл [321, 322], Маунт-Бишофф [150, 316] и Кливленд [317] на Тасмании, в трубообразных месторождениях штата Перак (Западная Малайзия) [186], в провинции Хунань (Китай) [453] и в многочисленных месторождениях СССР [282]. Хатчинсон [192] высказал предположение о вулканогенно-эксгаляционном происхождении стратифицированных руд Кливленда и других сульфидно-касситеритовых руд Тасмании, а Найт [234] пришел к сходному заключению относительно стратиформных касситерит-сульфидных руд в Маунт-Бишофф. Однако большинство современных исследователей (например, Палмер [317]) считают, что описываемые месторождения являются результатом замещения известковых сланцев во время внедрения девонских гранитов. Эти богатые месторождения, которые содержат до 1% Sn, могут быть карбонатными аналогами грейзеновых месторождений [427]; кроме того, они могли формироваться на более значительных расстояниях от магматического источника, чем их скарновые аналоги [250].

Некоторые замещенные тела оловосодержащих сульфидов представляются явно наложенными на более ранние скарны. И. Я. Некрасов [303] показал, что в трубообразных залежах на востоке Сибири наблюдаются интенсивные ретроградные изменения любых предшествующих скарнов; они необычно богаты и содержат пирит, сфалерит, пирротин, станнин и арсенопирит. В некоторых районах, таких, как Сарыбулак (Киргизия) [282], сульфидно-замещенные месторождения располагаются ниже скарновых зон в мраморе. Однако на месторождениях Малайзии и Тасмании скарны отсутствуют, а имеющиеся в небольшом количестве силикаты относятся к низкотемпературным разностям; характерны тремолит, флогопит, тальк и серпентин. Вначале олово, вероятно, было представлено касситеритом, сопровождавшимся большими количествами пирротина и второстепенными станнином, арсенопиритом и пиритом в карбонатной жильной массе, которая в Ренисон-Белл состоит из магнезиального сидерита [322]. К обычным поздним минералам относятся кальцит, флюорит, халькопирит, галенит и сфалерит.

Эволюционные стадии и процессы

Основной темой настоящего обзора до сих пор являлся вопрос о группировке скарновых месторождений по классам на основе их прототектонических, минералогических и геохимических особенностей. Однако, несмотря на это разделение, все рассматриваемые месторождения имеют главную связующую их черту, которая заключается в том, что их эволюция шла параллельно процессам внедрения и остывания ассоциирующихся с ними плутонов. Ход эволюции был четко установлен такими исследователями, как Линдгрен [264, 266], Баррелл [23], Гольдшмидт [141], Амплеби [440] и Нопф [236]. Их полевые наблюдения показывают, что в основе описанных в предыдущих разделах вариаций в геологическом положении, размере скарновых тел, структуре и минералогии лежат общие процессы, а именно: 1) изохимический контактовый метаморфизм, сопровождающий внедрение магмы; 2) метасоматоз (скарнообразование), сопровождавший кристаллизацию магмы и развитие рудного флюида; 3) ретроградные изменения, сопровождавшие окончательное остывание системы. Эти стадии следовали одна за другой, как показано на рис. 4, обусловливая сложную минералогию, парагенезисы и зональность, характерные для большинства крупных скарновых систем. Степень развития конкретной эволюционной стадии в свою очередь является функцией геоло-

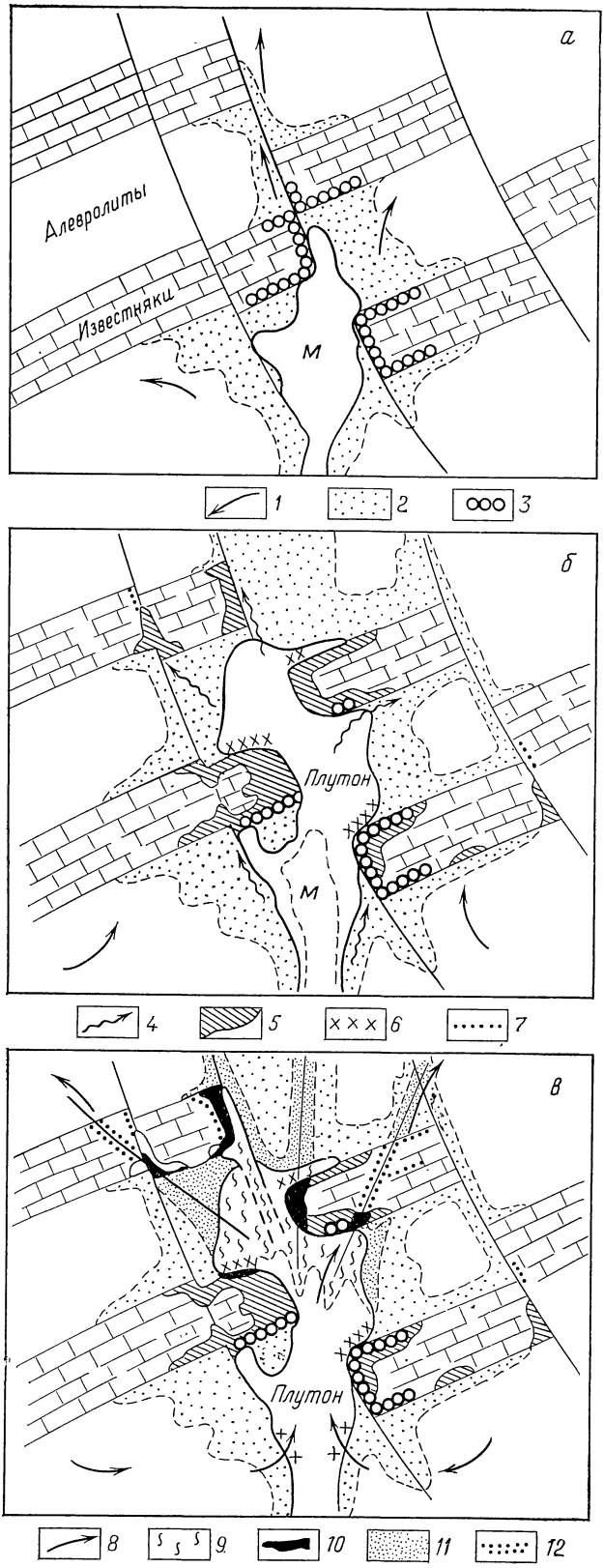


Рис. 4. Стадии эволюции скарновых месторождений. *а* — при внедрении первичной магмы вытесняется связанная и грунтовая вода и создаются метаморфический ореол и локальные реакционные скарны; *б* — кристаллизация расплава сопровождается возникновением магматического флюида, который образует экзоскарны в известняках вдоль контактов штока и по разломам и локальные эндоскарны в тех местах, где поток флюида проникал в шток. К этому времени может также относиться возникновение периферических сульфидных замещенных тел в известняках; *в* — охлаждение системы создает условия для притока более низкотемпературных метеорных вод, что приводит к серицитизации пород штока, ретроградному изменению скарнов и роговиков и сульфидно-кремниево-карбонатному замещению вдоль крупных структур и слоистости в известняках. *1* — метаморфическая H_2O; *2* — роговики; *3* — реакционные скарны; *4* — магматическая H_2O; *5* — экзоскарны; *6* — эндоскарны; *7* — сульфидное замещение; *8* — метеорная H_2O; *9* — серицитизация; *10* — ретроградные изменения скарнов; *11* — ретроградные изменения роговиков; *12* — сульфидное замещение. *М* — магма.

гической обстановки скарнообразования. В этом заключается, в частности, связь между прототектонической обстановкой и минералогией и ассоциациями металлов крупных скарновых групп. Обзор главных стадий эволюции и связанных с ними процессов приводится ниже; аналогичные обзоры были даны в последнее время В. А. Жариковым [470], В. И. Смирновым [393], Бертом [59] и Розом и Бертом [348].

Контактовый метаморфизм. *Фактическая основа.* Когда магма интрудирует в верхние горизонты коры, то вследствие контактового метаморфизма образуются зональные термальные ореолы, состоящие из известково-алюминиевых силикатов в известковых сланцах или мраморах, кальциево-магнезиальных силикатов в глинистых доломитах и волластонита в кремнистых известняках (рис. 4, *а*). Эти светлоокрашенные бедные железом известково-силикатные мраморы и роговики представляют раннюю метаморфическую стадию. Метаморфические ореолы могут протягиваться на километры в сторону от интрузивных тел при относительно глубинной обстановке; в приповерхностных, субвулканических условиях метаморфизм распространяется менее широко. Метаморфическая стадия в основном бесплодна в отношении рудной минерализации, но, как считают некоторые исследователи, необходима для образования более поздних рудных концентраций, так как в хрупких известковых роговиках легче развиваются трещины во время структурных преобразований, которые происходят во время внедрения магмы; кроме того, потеря летучих при постоянном объеме создает высокую пористость («подготовка почвы»—«ground preparation»).

При большом объеме карбонатных пород, известковых сланцев и песчаников метаморфические известковые силикаты могут слагать значительную часть скарнового месторождения. Прекрасным примером метаморфизма нечистых карбонатных пород может служить месторождение Джонсон-Кэмп (Аризона) [85]. Здесь среди известково-силикатных толщ вблизи контактов с плутоном кварцевых монцонитов можно проследить слои доломитовых, песчанистых и глинистых известняков. Структурные особенности, наблюдаемые как в обнажениях, так и под микроскопом, а также данные по валовому химическому составу указывают на то, что в процессе превращения первичных осадочных пород в волластонит-гроссуляр-диопсидовые и форстерит-диопсид-тремолитовые ассоциации фактически не происходило поступления материала [85]. На эти породы впоследствии были наложены гранат-пироксен±шеелитовые скарны и богатые сульфидами замещенные тела.

Составы метаморфических известковых силикатов отражают составы первичных осадочных протопород; в большинстве случаев, как это имеет место в Джонсон-Кэмпе, основными «загрязнителями» являются магний и алюминий, и образующиеся известково-силикатные минералы представлены гранатом гроссулярового ряда и пироксеном диопсидового состава (рис. 1, 2). Там, где имеются осадочные протопороды, обогащенные железом, как, например, в Айрон-Маунтин (Нью-Мексико) [204], Браунс-Лейк (Монтана) [320] и Кинг-Айленд (Тасмания) [111], возникают богатые железом метаморфические известковые силикаты. Их можно отличить от метасоматических известковых силикатов лишь с большим трудом. В таких случаях могут быть использованы следующие критерии: 1) метаморфические породы обычно содержат большое число фаз при данном числе компонентов, в то время как метасоматические породы характеризуются очень малым числом фаз при определенном числе компонентов; 2) в любом данном типе пород валовой состав всех зон, образовавшихся в результате метаморфизма, идентичен (за исключением содержания H_2O и CO_2); напротив, изменчивость состава там, где ее не было,— отличительный признак метасоматоза.

Метаморфические реакции. Изучение метаморфических частей скарновых месторождений важно потому, что на ассоциации метаморфических мине-

ралов обычно накладывается, изменяя их, более поздний метасоматоз. В связи с этим исследование метаморфических ассоциаций может привести к лучшему пониманию основных P — T-условий, существовавших при скарнообразовании, а анализ размещения этих ассоциаций может помочь разобраться в картине распределения тепла и направлений потоков флюидов в приконтактовых ореолах

Метаморфические реакции вызывают только изменение в количестве присутствующих в породе летучих компонентов, таких, как O_2, CO_2 и H_2O, и являются функцией P — T-условий и фугитивностей (термодинамических парциальных давлений) этих летучих компонентов. Например,

$$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 3CaCO_3 + 2SiO_2 = 5CaMgSi_2O_6 + CO_2 + H_2O.$$

тремолит кальцит кварц диопсид

Имеются важные экспериментальные данные по метаморфическим реакциям, включая взаимодействие между смесями летучих и минералами, являющимися чистыми конечными членами в системах CaO — MgO — SiO_2 — CO_2 — H_2O и CaO — Al_2O_3 — SiO_2 — CO_2 — H_2O. Примером работ такого направления служат исследования гроссуляра [143], волластонита [147], серпентина и форстерита [148, 208], других магнезиальных известково-силикатных ассоциаций, включая диопсид-тремолит-тальк-форстеритовую [148, 143, 390, 391, 392], а также флогопит-мусковит-ортоклазовую ассоциацию [174, 185], хондродита [428] и Mg-везувиана (Хочелла и др., в печати). В качестве детальных обзоров, посвященных отношениям стабильностей известковых силикатов, мы можем рекомендовать читателю сводки Керрика [220], Гринвуда [149] и Шрейера [366].

При постоянном давлении можно использовать две переменные величины для описания устойчивости известковых силикатов в вышеназванных системах: температуру T и мольную фракцию CO_2 в H_2O-CO_2-флюиде X_{CO_2}. Частные T-X_{CO_2}-диаграммы изображены на рис. 5 и 6. Реакции, которые приводят к первому появлению известково-силикатной фазы из карбонат-силикатной ассоциации, на диаграмме T — X_{CO_2} характеризуются кривыми с положительным наклоном, т. е. возрастание T или уменьшение X_{CO_2} благоприятствуют образованию известковых силикатов [147]. Это имеет два важных следствия при интерпретации природных ассоциаций: 1) для определения T нужно знать состав водной фазы (X_{CO_2}) и 2) образование известковых силикатов при более низкой T может скорее идти во флюидах, богатых H_2O, чем в растворах, обогащенных CO_2.

Данные по составу изотопов кислорода и газово-жидким включениям показывают, что X_{CO_2} во флюидах, проникающих в карбонатные породы во время метаморфизма и метасоматоза, в общем довольно низкая, возможно меньше 0,1 [424, 191] (табл. 20). Если низкие значения X_{CO_2} принять как общий случай, то различные T-X_{CO_2}-равновесия можно использовать для установления температурных границ некоторых минералов. Например, при $X_{CO_2} = 0{,}1$ и постоянном общем давлении, равном 2 кбар, тремолит образуется только при температуре выше 420° С, диопсид, андрадит и форстерит стабильны при температуре более 475° С, а волластонит — выше 550° С (рис. 5, 6). Уменьшение X_{CO_2} до 0,01 понижает все эти границы примерно на 50—100 °С. Сходным образом уменьшение давления на 1 кбар снижает кривые примерно на 50° С (рис. 5). Серпентинизация форстеритсодержащих магнезиальных скарнов в условиях низкого давления (например, 500 бар) предполагает не только величину X_{CO_2}, меньшую чем 0,05, но также и температуры ниже 420° С [148].

Формирование метасоматических скарнов. *Фактическая основа.* Метасоматоз начинается, когда кристаллизация магмы приводит к освобождению

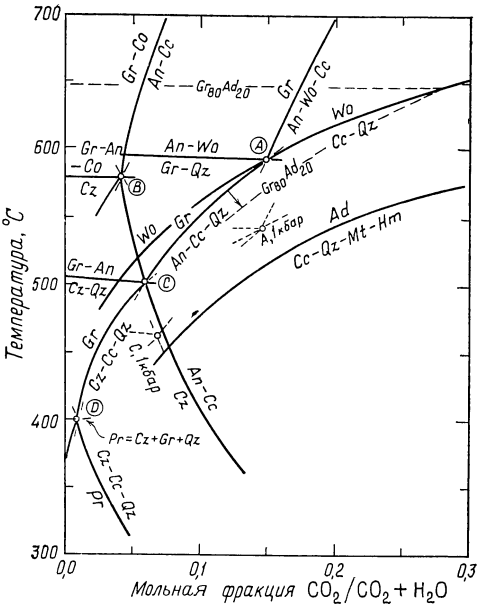


Рис. 5. Частная T-X_{CO_2}-диаграмма для богатых водой флюидов в системе Ca — — Al — Si — C — O — H при общем давлении 2 кбар. Равновесия, соответствующие инвариантным точкам A, B и C, даны по Гордону и Гринвуду [143]; инвариантная точка D, основанная на пренитовой конечной реакции в чистой H_2O, приведена по Лю [269]; андрадитовая конечная реакция и смещение поля гроссуляра за счет добавления 20% андрадита (стрелка) даны по Тейлору и Лю [423]. Сокращения см. в подписи под рис. 7.

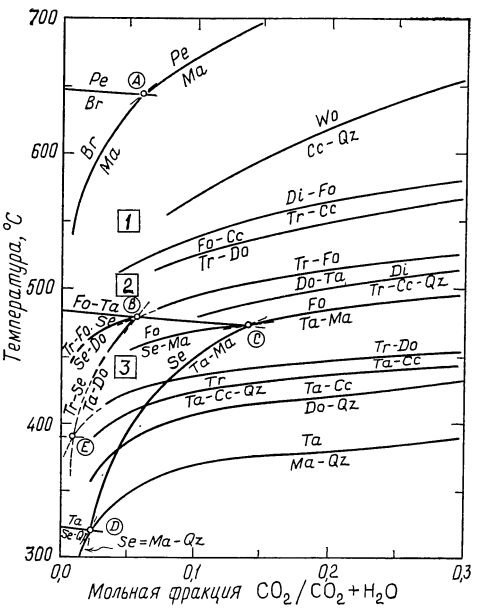


Рис. 6. Частная T-X_{CO_2}-диаграмма для составов, богатых водой, в системе Ca — — Mg — Si — C — O — H при общем давлении 2 кбар. Приводится с изменениями по Уолтеру и Хелгесону [451, рис. 10] с инвариантными точками A и D по данным Гринвуда [149]. Стабильность в инвариантной точке E предполагается по обычному присутствию серпентина + кальцита в низкотемпературных магнезиальных скарнах [163]. Цифрами 1, 2 и 3 обозначены T-X_{CO_2}-фации из диаграммы активностей, приведенной на рис. 9. Сокращения см. в подписи под рис. 7.

магматического гидротермального флюида и вызывает развитие гидравлической трещиноватости в плутоне [55], а в некоторых случаях — раннее образование роговиков (рис. 4, *б*). Этот флюид, который может смешиваться с метаморфическими водами или на наиболее поздних стадиях с метеорными водами [425], поднимается вдоль внешних контактов плутона и инфильтрирует в боковые породы вдоль трещин, доскарновых даек и силлов или других проницаемых зон. Раствор, если он равновесен с кварцевыми монцонитами, будет нейтральным и более обогащенным железом, чем марганцем [463]. Содержание металлов и серы в растворе зависит от температуры и давления в равновесной с ним интрузивной массе, степени окисленности системы и содержания галогенидов в магме [183, 55]. Градиенты активности раствора вблизи каналов обусловливают упорядоченное зональное распределение ассоциаций ранних, обычно обезводных скарнов: эндоскарны, образуются в интрузиве и переслаивающихся роговиках при поступлении кальция из карбонатных пород; экзоскарны возникают в карбонатных породах при поступлении железа, кремнезема, алюминия и других компонентов. Химические компоненты в скарнах могут быть местного происхождения или привнесенными. Взаимодействие скарнообразующего флюида с доломитами дает магнезиальные скарны, состав которых характеризуется наличием форстерита и кальцита, в то время как известняки обусловливают возникновение известковых

Таблица 20. **Оценка температуры, давления и состава газово-жидких включений**

Месторождение, металлы	Преобладающие рудные минералы	Стадия	Ассоциация	Температура, °С
Мезозональные условия				
Осгуд-Маунтинс, Невада; W		Магматическая	Форстерит — диопсид; пироксен — волластонит — гранат	~550[1,7]
	Шеелит	Ранняя скарновая	Гранат — пироксен	~550[1,7]
		Скарновая	Гранат андрадитового ряда	~550[1,7]
	Магнетит, шеелит	Гидросиликатная	Амфибол — эпидот — кварц	480—350[1,7]
	Пирит — халькопирит	Сульфидно-карбонатная	Кальцит — сульфиды	
Костабонн, Пиренеи, Франция; W		Ранняя магнезиально-скарновая	Кальцит — форстерит; диопсид — андрадит	550—450[7]
	Шеелит	Ранняя известково-скарновая	Гранат гранditового ряда	550—450[7]
	Шеелит — пирротин — магнетит	Гидросиликатная	Кварц — тремолит — тальк — серпентин — брусит	450—350[4,7]
	Пирит — сфалерит	Карбонат-сульфидная	Кальцит — сульфиды — кварц	350—300[3,',7]
Сьерра-Невада, Калифорния; W	Шеелит	Ранняя скарновая	Гранат — пироксен	650—600[4]
Кинг-Айленд, Тасмания; W	Шеелит	Ранняя скарновая	Гранат гранditового ряда — пироксен геденбергитового состава	600—425[5]
Пайн-Крик, Калифорния; W, Cu		Метаморфическая	Доломит — форстерит	600—500[7]
	Шеелит	Скарновая	Гранат — пироксен	550—450[7]
	Сульфиды	Гидросиликатная	Эпидот — амфибол — сульфиды — магнетит	
Элкхорн, Монтана; ?		Метаморфическая	Доломит — периклаз	575—615[7]
	Магнетит — пирротин	Ранняя скарновая	Гранат — пироксен — плагиоклаз	550—400[7]
	Пирит —халькопирит	Гидросиликатная	Эпидот — кальцит — хлорит	400—300

во время скарнообразования

Давление, кбар	X_{CO_2}	Соленость, вес.% NaCl эквив.	Оценка источника компонентов по изотопам			Ссылка
			Углерод	Сера	Кислород	
1,5—2[7]	<0,15[1,7]					[424]
	<0,12[1,7]				Магматический	
	<0,01[1,7]				Магматический	
			Магматический	Магматический	Магматический ± метеорный	
1,4—2,8[8]	0,2—0,1[7]					[156]
	0,05[7]					
		10—25[6]				
		10—25[6]	«Глубинный»	«Глубинный»		
1,5—2[8]	<0,1[9]	4—8[6]				[221]
>0,65[8] (кипение)	<0,1[9]	25—55[6]				Хинг, Квак, (1979)
1—2[7]	0,2—0,3[7]					[46,47]
	<0,1—0,2[7,1,2]		Магматический		В основном метеорный	
0,7—1,3[7,8]	0,05—0,1[7]					[42]
	0,04—0,25					
			«Глубинный»		«Магматический» + метаморфический	

Таблица 20. (продолжение)

Месторождение, металлы	Преобладающие рудные минералы	Стадия	Ассоциация	Температура, °С
Эпизональные условия				
Или, Невада; Cu	Магнетит	Ранняя скарновая	Гранат — пироксен	575—420[5]
	Халькопирит — пирит	Гидросиликатная	Кварц — актинолит — магнетит	445—315[5]
	Пирит	Кварцево-пиритная	Кварц — пирит — карбонат	385—240[5]
	Сфалерит — галенит	Поздние жилы	Сфалерит — пирит	100[3]
Остров Ванкувер, Британская Колумбия, Канада; Fe	Магнетит — пирит — арсенопирит	Ранняя скарновая Гидросиликатная	Гранат — пироксен Амфибол — кальцит — хлорит	465—402[7]
	Халькопирит — пирит — пирротин	Кварц — кальцит — сульфидная	Кварц — хлорит — ильваит	340—290[4]
Вашингтон-Кэмп, Аризона; Cu, Pb, Zn, Ag		Ранняя скарновая	Андрадит	490—390[5]
	Магнетит	Ранняя скарновая	Mn-салит, гранат	440—400[5]
	Сульфиды	Гидросиликатная	Кварц — кальцит — тальк	380—210[5]
Санта-Рита, Нью-Мексико; Cu	Магнетит, халькопирит	Ранняя скарновая	Андрадит — кварц — диопсид	425—325[5]
	Пирит, халькопирит	Гидросиликатная	Хлорит — сидерит — актинолит — кварц	450—250[5]
Коппер-Каньон, Невада; Cu, Au, Ag	Магнетит	Ранняя скарновая	Андрадит — диопсид	500—450[5]
	Пирротин — халькопирит	Гидросиликатная	Актинолит — эпидот	425—300[5]
	Пирит — халькозин	Поздняя	Кальцит — кварц — гематит	220—160[5]

[1] По изотопам кислорода. [2] По изотопам углерода. [3] По изотопам серы. [4] По газово-жидким вклю газово-жидким включениям, криометрические измерения. [7] По минеральным равновесиям. [8] Геоло CO_2 или кристаллов NaCl.

скарнов, характеризующихся присутствием граната и пироксена, а во внешних зонах — волластонита, везувиана и (или) пироксеноидов. На известково-силикатный состав скарнов оказывает влияние степень окисленности системы; при наличии ассоциаций с преобладанием окисного железа степень окисленности системы высокая; в присутствии ассоциаций с преобладанием закисного железа она более низкая. При наложении этой стадии на роговики и известково-силикатные мраморы возникают сложные минеральные ассоциации и зональность состава отдельных силикатных зерен («перекристаллизованные скарны», по Ватанабе [455]; «скарноиды», по В. А. Жарикову [470]).

Давление, кбар	X_{CO_2}	Соленость, вес.% NaCl эквив.	Оценка источника компонентов по изотопам			Ссылка
			Углерод	Сера	Кислород	
0,6—1,0[8]	<0,06[9]					[164]
0,2—0,35 (кипение)		26—42[6]				
(Кипение)		26—42[6]		Не осадочный		
0,5—1,0[8]		<26[9]				[164]
<0,5	<0,1[9]	10—26[9]				[414]
(Кипение)		10—26[9]				
	<0,1[9]	5—10[6]				[2]
0,33—0,12 (кипение)		>26				
0,38	Низкая[9]	20[6]				[430]
0,12 (кипение)		30—45[6]			Магматический + метеорный	
		Разбавленный				

чениям с поправкой на давление. [5] По газово-жидким включениям, температура гомогенизации. [6] По гическая оценка, литостатическое *P*. [9] По газово-жидким включениям, при отсутствии видимой жидкой

Ранняя стадия роста безводных зональных скарнов обычно не сопровождается отложением сульфидных минералов; «одновременная» минерализация [393, 470] включает магнетит и бораты в магнезиальных скарнах и шеелит в известковых скарнах.

Поздние стадии роста прогрессивных скарнов обнаруживают тенденцию к обогащению силикатов железом и выносу из них магния. Гранат андрадитового ряда и пироксен салитового состава могут замещать ранние магнезиальные скарны («апомагнезиальные известковые скарны», по В. А. Жарикову [470]), как это наблюдается в медьсодержащих скарнах в районе Йери-

нгтон (Невада) [112], в вольфрамсодержащих скарнах в Костабонне (Пиренеи) [156] и в железосодержащих скарнах в Шерегеше (СССР) [398]. В случае известковых скарнов эту эволюционную тенденцию можно проследить по развитию поздних гранатов, богатых окисью железа (андрадит) или закисью железа и марганцем (альмандин — спессартин), а также по развитию пироксена, обогащенного закисью железа и марганцем (геденбергит), в вольфрамовых скарнах, таких, как скарны в Пайн-Крик и Блэк-Рок (Калифорния) [307], в Костабонне [156], на Майхуринском вольфрамовом месторождении (Средняя Азия) [471], в Мак-Миллан-Пасс (Юкон) [100] и Кинг-Айленд (Тасмания) [249]. Сходным образом поздние андрадит и мангангеденбергит наблюдаются в цинксодержащих скарнах, например в Центральном рудном районе (Нью-Мексико) [365]. Отложение магнетита и сульфидов обычно начинается на этой стадии роста скарнов («сопутствующая» минерализация, по В. И. Смирнову [393] и В. А. Жарикову [470]), но достигает апогея во время более поздней стадии разложения скарнов. Вероятно, к наиболее характерным рудным минералам этой стадии относится магнетит, который замещает андрадит в известковых скарнах или развивается во внешних форстеритовых зонах магнезиальных скарнов в сопровождении флогопита, гумита, боратов и серпентина; сульфиды менее характерны, но могут быть представлены мало-сернистыми видами, такими, как пирротин, борнит и халькопирит в андрадитовых зонах и сфалерит во внешних пироксеновых или пироксеноидных зонах известковых скарнов. Обширное водное изменение скарновых силикатов на этой стадии происходит редко; исключение составляют магнезиальные скарны. Шеелит обычно не образуется в эту богатую железом прогрессивную стадию. Процессы изменения ассоциирующихся плутонов могут включать щелочной метасоматоз, например биотит-ортоклазовый (на медно-порфировых месторождениях [114]) или скаполит-альбитовый (в Тургайской железорудной провинции, Западно-Сибирская платформа [398]), дальнейшее развитие эндоскарнов (например, кварц-плагиоклаз-пироксен-эпидотовых в вольфрамоворудных скарнах [307]) или вообще небольшие макроскопически наблюдаемые преобразования.

Температура и фугитивность серы и кислорода в процессе формирования метасоматических скарнов. Присутствие железа, марганца и серы при образовании метасоматических скарнов еще более затрудняет интерпретацию устойчивости известково-силикатных минералов. Железо, марганец и сера имеют различные степени окисленности; следовательно, стабильность минералов, содержащих эти элементы, является функцией количества (фугитивности) кислорода и серы. Равновесные отношения, включающие железо-, марганец- и серусодержащие минералы, лучше всего выражать как функцию меняющихся $T - f_{O_2} - f_{S_2}$. Способность железа и марганца замещать магний и алюминий в известковых силикатах приводит к радикальным изменениям образующихся минералов твердых растворов.

Недавно проведенные экспериментальные исследования железо- и марганецсодержащих известково-силикатных минералов включают изучение эпидота [182, 270], андрадита [423], геденбергита [155], йохансенита [62] и ферропаргасита [140]. Реакция сульфидизации с участием андрадита и геденбергита экспериментально изучены Гамблом [134]. Эти исследования позволяют получить диаграммы $T - f_{O_2}$ (рис. 7) и $f_{O_2} - f_{S_2}$ (Эйнауди, в печати), которые в общем подтверждают характер отношений, предсказанных Бертом [57]. Они показывают, что многие минеральные фазы, считавшиеся классическими примерами «высокотемпературных пирометасоматических» образований, могут быть устойчивы при относительно низких температурах (350—450° С), особенно при низких величинах давления, степени окисленности и сульфидизированности и малой X_{CO_2}. При помощи диаграммы $T - f_{O_2}$ (рис. 8) можно показать разобщенность сред скарнообразования, одна из ко-

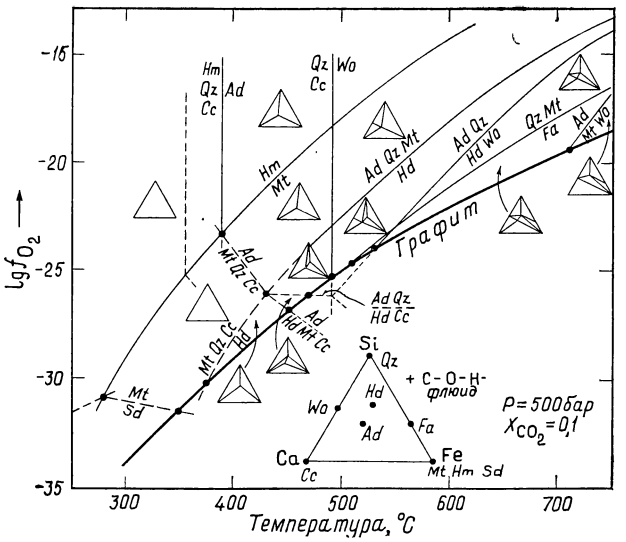


Рис. 7. Диаграмма lg f_{O_2} — температура при давлении флюида 500 бар и X_{CO_2} = 0,1 для системы Ca — Fe — Si — C — O — H. Жирная кривая равновесия известковых силикатов основана на данных, заимствованных из работ [148, 269, 155, 423]; пунктиром показано приблизительное положение кривых равновесия. Кривые, отвечающие окисным буферам HmMt, QzMtFa и графиту, основаны на данных, заимствованных из работ [129, 130]. Поле сидерита дано схематично в связи с тем, что в скарнах отсутствуют сидерит-геденбергитовая и сидерит-андрадитовая ассоциации [57]. Сокращения, применяемые на всех рисунках: Act — актинолит, Ad — андрадит, An — анортит, Bio — биотит, Bn — борнит, Br — брусит, Cc, Cal — кальцит, Chl — хлорит, Co — корунд, Cp — халькопирит, Cz — клиноцоизит, Di — диопсид, Do — доломит, Ep — эпидот, Fa — фаялит, Feld — полевой шпат, Fo — форстерит, Gar — гранат, Gl — галенит, Gr — гроссуляр, Hd — геденбергит, Hm — гематит, Ma — магнезит, Mag, Mt — магнетит, Non — нонтронит, Ortho — ортоклаз, Pe — периклаз, Phlo — флогопит, Po — пирротин, Pr — пренит, Py — пирит, Pyx — пироксен, Qz, Qtz — кварц, Sap — сапонит, Schee — шеелит, Sd — сидерит, Se — антигорит (серпентин), Serp — серпентин, Sl — сфалерит, Ta — тальк, Tr — тремолит, Wo, Woll — волластонит.

торых соответствует относительно окисленным условиям, обычно связанным с субвулканическими медьсодержащими скарнами [114], а другая — относительно восстановленным условиям, связанным с более глубинными вольфрамсодержащими скарнами, залегающими среди карбонатных вмещающих пород [308].

Имеется немного экспериментальных данных о влиянии железо-магнезиального твердого раствора на равновесие известково-силикатных минералов. Единственным значительным примером является исследование Бертоном и др. [62] пары геденбергит — йохансенит. Приближенные значения, рассчитанные на основе теории идеальных растворов, были получены Мюллером [298] и использованы применительно к скарнам Керриком и др. [222], Диком [100], Эйнауди [113, 114] и Мейнертом [285]. Такие расчеты показывают общее соответствие составов известково-силикатных минералов и ассоциаций рудных минералов, наблюдаемых в метаморфизованных железорудных формациях [157, 299], составам и ассоциациям в известковых скарнах [114]. Температуры и давления скарнообразования, приведенные в табл. 20, можно вывести, воспользовавшись этими методами расчета в сочетании с данными по изотопам и газово-жидким включениям. Такие исследования определяют температуры прогрессивного скарнообразования в 650—400° С и указывают на более высокие температуры этого же процесса в условиях повышенного давления.

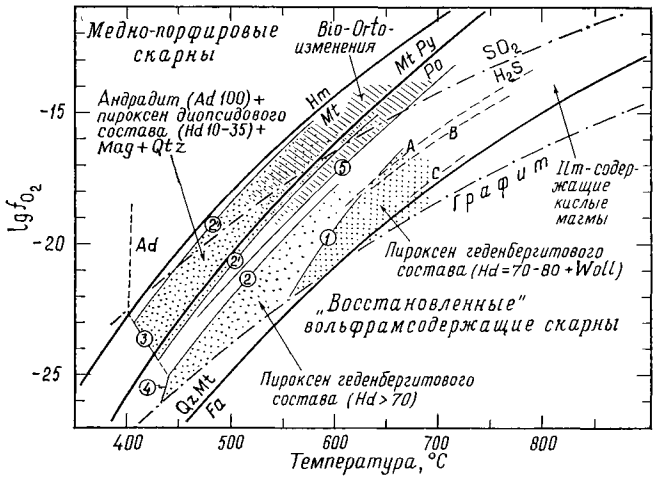


Рис. 8. Зависимость фугитивности кислорода от температуры для кислых магм и условий скарнообразования примерно при 1 кбар. Поле, обозначенное точечным крапом для ильменитсодержащих кислых магм, выделено на основании данных, заимствованных из работ [68, 69, 177]; пунктирные линии *A*, *B* и *C* — субсолидусные буферированные векторы остывания гранитов Адирондак (вектор *A* [52]), плутонических пород в рифте Осло (вектор *B* [304]) и эпизональных гранитов Уайт-Маунтинс (вектор *C* [462]). Поле с диагональной штриховкой отвечает значительно более окисленной субсолидусной среде биотит-ортоклазовых изменений в медно-порфировых плутонах; выделение его основано на ассоциации биотита (аннитовой составляющей меньше 35 мол.%), ортоклаза, ангидрита, пирита и халькопирита (кривая *5*). Равновесия известковых силикатов, использованные для ограничения условия образования восстановленных вольфрамсодержащих скарнов и окисленных медно-порфировых скарнов, взяты из рис. 7 после корректировки в связи с изменением состава пироксена. Кривая *1* — геденбергит + волластонит + O_2 = = андрадит + кварц; кривая *2* — геденбергит + O_2 = андрадит + кварц + магнетит. Характерные составы пироксена, использованные для этих расчетов, показаны в мольных процентах геденбергитовой составляющей (например, 10—35 мол.% геденбергита в пироксене из медно-порфировых скарнов). Нижние ограничения температуры гранат-пироксеновых ассоциаций условно показаны в соответствии с реакциями *3* (андрадит + CO_2 = магнетит + кварц + кальцит + O_2) и *4* (геденбергит + O_2 + CO_2 = магнетит + кварц + кальцит) при значении $X_{CO_2} = 0{,}1$. Граница SO_2/H_2S проведена по отношениям единиц активностей при нейтральном pH. Сокращения см. в подписи под рис. 7.

Метасоматические процессы. При метасоматических реакциях в отличие от метаморфических изменяется количество нелетучих компонентов (например, Ca, Fe, Si) в породе. Выделяются две основные разновидности метасоматических скарнов: локально-метасоматические («реакционные скарны»)и инфильтрационно-метасоматические («магматогенно-метасоматические»). Первая разновидность в своем распространении обычно ограничена умеренно или в высокой степени метаморфизованными участками, где химические компоненты для реакции заимствуются из окружающих пород и, как правило, не связаны с рудообразованием; вторая разновидность скарнов связана с метасоматозом, вызванным магматогенно-гидротермальными системами, и обычно ассоциируется с рудоотложением какого-либо вида. Критерии, позволяющие различать эти две разновидности, были впервые установлены Гольдшмидтом [141] и уточнены Магнуссоном [279] и Эскола [121]. Недавняя экспериментальная работа Видейля [447] и теоретические исследования Томпсона [431] и Керрика [221] помогают еще надежнее различать эти два типа скарнов. Полезные критерии для отличия обоих типов перечислены в табл. 21.

Теоретическим и экспериментальным моделям метасоматической зональности уделялось значительное внимание, после того как Д. С. Коржинский [241, 242, 243, 244, 245] и Томпсон [432] ввели в научный обиход оригинальные

Таблица 21. **Отличительные признаки реакционных и магматогенно-метасоматических скарнов**

	Реакционные скарны	Магматогенно-метасоматические скарны
Размер	Миллиметры до нескольких метров	Сантиметры до сотен метров
Контроль	Литологические контакты (химический контроль), чаще всего известняки/сланцы	Литологические контакты (контроль проницаемостью), разломы и трещины
Отношение к слоистости	Согласные, стратиформные; подчеркивают слоистость	Согласные, стратиформные; секущие, неправильные; нарушают слоистость
Общий состав	Отражают состав вмещающих пород	Явной связи с составом вмещающих пород нет; присутствуют «экзотические» элементы
В гранат-пироксеновых породах:		
Fe/Al (атомн.)	Низкое, $<2{,}0$, часто <1	Высокое, $>1{,}0$, часто $>2{,}0$
Fe/Ca (атомн.)	Низкое, $<0{,}3$	Высокое, $>0{,}3$, обычно $0{,}5$—$1{,}0$
Известковые силикаты, богатые Fe	Отсутствуют	Обычно присутствуют (но не в магнезиальных скарнах)
Главные минеральные ассоциации	Гроссуляр — диопсид; полевой шпат, клиноцоизит обычны	Гроссуляр —геденбергит, андрадит — диопсид, андрадит — пироксен йохансенитового состава, форстерит — серпентин — магнетит; полевой шпат и клиноцоизит обычно отсутствуют
Относительный возраст	Ранний	Поздний

понятия о диффузионном и инфильтрационном процессах. Метасоматоз, возникающий в связи с межзерновой диффузией, можно представить себе, как результат длительной реакции между двумя несовместимыми субстанциями (например, между двумя переслаивающимися породами или породой и флюидом). Диффузия начинается в связи с градиентами концентраций диффундирующих компонентов внутри зон; при этом у границ зон большие градиенты (ступени) отсутствуют; возникающая минеральная последовательность обнаруживает резкую смену составов между зонами, а минералы твердых растворов закономерно меняют свой состав внутри зон. Диффузионная теория впервые была применена при изучении скарнов Д. С. Коржинским [241, 242]; графическая модель этого процесса предложена Томпсоном [432]. Сочетание данных полевых и экспериментальных исследований было использовано Видейлем [447] и Видейлем и Хьюиттом [448] для объяснения обычно наблюдаемой зональной картины в реакционных скарнах, образующихся между пилитовыми сланцами и мраморами,— картины, которая также обычна и для рудных районов (см., например, [111, 110]). Детальные математические модели биметасоматоза, дающие возможность предсказывать последовательности минеральных зон, предложены Францем и Мао [127].

Хотя чисто диффузионная модель может быть успешно применена в отношении тонких реакционных зон, сомнительно, чтобы диффузия могла приводить к образованию метасоматических зон большой мощности, обычно наблюдаемых на скарновых месторождениях. Когда возрастает мощность реакционных зон, концентрационные градиенты и движущие силы диффузионного метасоматоза уменьшаются и метасоматический процесс останавливается. Следовательно, перенос на большие расстояния должен осуществляться пото-

ком флюидов под влиянием разностей давлений и температур. Этот процесс, названный Д. С. Коржинским [241] инфильтрационным метасоматозом, глубоко рассмотрен самим Д. С. Коржинским [244, 245], а также Гофманом [181]. В данном случае градиентов составов флюида в пределах зон быть не может; большой градиент возникает на фронтах зон. Для сформировавшейся последовательности минеральных ассоциаций характерны резкие границы между зонами, а состав минералов внутри зон остается постоянным. Как установлено детальными микрозондовыми анализами (см., например, [112, 221, 79, 249]), сложная картина изменчивости минеральных составов внутри отдельных зон скарновых месторождений указывает на то, что важную роль играют как инфильтрация, так и диффузия, даже если метасоматический процесс может быть установлен по особенностям состава известковых силикатов.

Образование метасоматических известковых силикатов. Примером метасоматической реакции может быть следующая:

$$\underset{\text{тремолит}}{Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2} + 2Ca^{2+} = 4\underset{\text{диопсид}}{CaMgSi_2O_6} + Mg^{2+} + 2H^+.$$

Эта реакция сходна с реакцией, уже приводившейся для метаморфического процесса, при которой диопсид возникал из тремолита; однако данная реакция отличается тем, что 1) она зависит от активностей ионов кальция, магния и водорода в дополнение к зависимости от P — T и X_{CO_2} и 2) в реакции участвуют только два твердых вещества. Хотя при этой реакции CO_2 не появляется в качестве компонента, зависимость от CO_2 заключается в необходимости равновесных условий, в которых находится флюид в интервалах (или фациях) P — T и X_{CO_2}, соответствующих стабильности обоих твердых тел. Константа равновесия для этой реакции может быть выражена как отношение активностей основных катионов к водородным ионам:

$$k = \frac{a_{Mg^{2+}} \cdot a^2_{H^+}}{a^2_{Ca^{2+}}}.$$

Если принять подходящие величины свободной энергии, то диаграмма равновесий может быть построена так, как это изображено на рис. 9. На таких диаграммах логарифмов активностей показаны поля стабильностей твердых фаз в форме состава водных растворов в равновесии с этими фазами. Диаграммы активностей применительно к известково-силикатным системам были рассчитаны для температур 300° С и ниже Хелгесоном и др. [168]. Рассчитанные диаграммы активностей для более высоких температур и давлений недавно были представлены Уолтером и Хельгесоном [451], которые основывались на теоретическом исследовании химии высокотемпературных растворов [116, 167] и на термодинамических свойствах минералов [169]. Экспериментальные определения активности в зависимости от устойчивости минералов выполнены Поти и др. [332] и Францем и Поппом [128]. Результаты этих работ в значительной степени согласуются с теоретическими расчетами. В случае тех систем, для которых не существует ни экспериментальных, ни расчетных термохимических данных, можно построить диаграммы, воспользовавшись методом Д. С. Коржинского [244].

В некоторых случаях диаграммы активностей можно использовать для расшифровки механизма массопереноса при образовании известково-силикатных зон на скарновых месторождениях (см., например, [241—245; 57, 58, 112, 157]). В качестве примера такого подхода на рис. 9 приводятся два градиента отношений активностей $a_{Mg^{2+}}/a^2_{H^+}$ и $a_{Ca^{2+}}/a^2_{H^+}$ в ходе реакции богатого кремнеземом раствора с доломитовыми боковыми породами. Резкие изменения условий на путях движения флюида отмечены минеральными ассоциациями в каждой зоне данного месторождения (рис. 11 и 13, внизу). На этих путях предполагается небольшой градиент активности кальция или его полное отсут-

ствие, что имеет место при относительно высоких концентрациях, и повышенный градиент активности магния, что бывает при относительно более низких концентрациях. Однако такое заключение имеет силу только в том случае, когда все затрагиваемые зоны являются одновременными и образовались при постоянных величинах температуры и X_{CO_2} и когда вовлеченные в процесс минералы могут рассматриваться как равновесные. Таким образом, в случае обрамления жил на руднике Мейсон-Валли (рис. 13) только часть градиента активности может быть показана на любой из приведенных диаграмм (рис. 9, вектор **b**), поскольку градиент в X_{CO_2} существовал во время образования жил [112]. К тому же небольшие изменения в относительной стабильности известковых силикатов, вызванные поступлением дополнительных компонентов, в некоторых случаях могут оказывать существенное влияние на величины X_{CO_2} равновесия известковый силикат + карбонат (см., например, [451]). Дальнейшие усложнения могут быть показаны на примере зональных жил в мраморе, описанных Керминьяни и Андерсоном [72]; в них не только происходило изменение температуры и X_{CO_2} в ходе образования жил, но и внешняя зона формировалась последней. В некоторых случаях такие соотношения можно продемонстрировать в масштабе всего скарнового месторождения [439, 26]. В отличие от модели скарнообразования, согласно которой происходит одновременный рост зон и внутренние зоны замещают внешние,

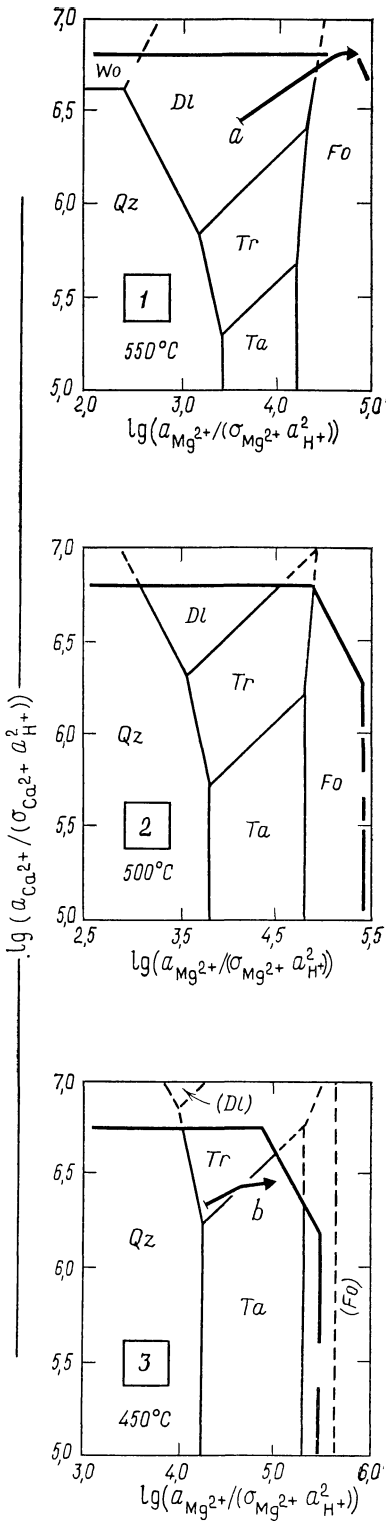


Рис. 9. Диаграмма активностей для системы Ca — Mg — Si — C — O — H при 2 кбар, X_{CO_2} = =0,05 и температурах, которые соответствуют расположению квадратов с цифрами на рис. 6. Жирные линии обозначают насыщенность флюида по отношению к кальциту (горизонтальная линия), доломиту (наклонная линия) и магнетиту (вертикальная линия). Пунктирные линии показывают метастабильные равновесия, и фазы в скобках являются равновесными. Величина, обозначенная σ, включает количество катионных сольватаций и поправку на активность H_2O, не равную единице, в H_2O-CO_2-флюиде. Заимствовано с изменениями из работы Уолтера и Хелгесона [451]. Вектор *a* показывает градиенты активности в жилах высокотемпературных магнезиальных скарнов, таких, как в Костабонне (рис. 11); вектор *b* показывает градиенты активности в жилах низкотемпературных скарнов, таких, как в Йерингтоне (рис. 13). В последнем случае возрастание X_{CO_2} во внешнем обрамлении жилы приводит к тому, что поверхность насыщения кальцитом пересекает поле стабильности талька. Сокращения см. в подписи под рис. 7.

которые в свою очередь перемещаются наружу, в вышеописанном случае внутренняя зона образуется первой, и более поздние растворы протекают сквозь нее, не приходя в равновесие и реагируя с мрамором, что приводит к формированию новой внешней зоны.

Отложение сульфидов и ретроградные изменения. Основной период сульфидного рудообразования обычно следует за прекращением роста скарнов («наложенное» оруденение, по В. А. Жарикову [470]) и сопровождается начинающимся изменением ранних скарновых минералов под воздействием водных растворов и гидролитическим изменением ассоциирующихся интрузивов. Отложение сульфидов и изменение скарнов, как правило, контролируются элементами геологической структуры и развиваются несогласно с текстурным рисунком скарнов; в некоторых случаях процесс отложения сульфидов распространяется ниже скарнов и происходит в мраморе или роговиках. Продукты изменения обычно отражают состав первичных силикатов скарнов, которые в результате выщелачивания кальция и поступления летучих преобразуются: бедный железом эпидот, хлорит и кальцит замещают гроссуляр; кварц, окислы железа и кальцит замещают андрадит; биотит, роговая обманка и плагиоклаз замещают гранат, богатый альмандиновой составляющей; тремолит, актинолит и в конце концов тальк замещают диопсид; ильваит, родонит или родохрозит развиваются по манганеденбергиту, а серпентин — по форстериту. Эти ретроградные реакции ведут к замещению богатых кальцием известковых силикатов следующими ассоциациями: 1) бедными кальцием силикатами, 2) окислами железа или сульфидами и 3) карбонатами или плагиоклазом альбитового состава. Таким образом, кальций, перешедший в раствор, может вызвать позднее осаждение шеелита [308]. Сульфиды осаждаются вследствие снижения температуры, локальных окислительно-восстановительных реакций, заключающихся в предпочтительном взаимодействии с определенными зонами ранних скарнов [59], или в связи с нейтрализацией гидротермального раствора на контакте с мрамором. Последний механизм, называемый Амплеби [441] мраморной линией рудоотложения, важен для развития богатых сульфидных тел на скарновых месторождениях. Описан также пример внешней скарновой зоны, образованной поздними низкотемпературными флюидами. Реакции, которые сопровождают отложение сульфидов на мраморном фронте, включают формирование талька и кальцита на поверхности раздела тремолита и доломита в магнезиальных скарнах [112] и кварц-кальцит-хлорит-эпидотовой ассоциации на поверхности раздела волластонита и кальцита в известковых скарнах [402, 307].

Внутри скарнов рудные минералы во многих случаях тесно ассоциируются с ретроградными минеральными ассоциациями и отражают более высокие уровни окисленности и сульфидизации и более низкие температуры, чем при более ранней «сопутствующей» минерализации. Степень изменения ранних скарнов в эту позднюю гидросиликатную стадию зависит от глубины, а также непосредственно от длительно существующей гидротермальной системы: в абиссальных условиях (например, многие вольфрамоворудные скарны) в меньшей степени, чем в гипабиссальных условиях (например, скарны, связанные с медно-порфировым оруденением), развиваются поздние процессы изменения, а периферические скарны в меньшей степени подвергаются таким изменениям, чем приконтактовые (например, скарны на контактах с гидротермально измененными плутонами). Развитие хлорит-эпидотовых измененных пород по эндоскарнам или пропилитизация магматических дайковых пород характерны именно для этой стадии. Во многих случаях развитие кварц-мусковит-пиритовых измененных пород по плутоническим породам может быть скоррелировано с гидросиликатной стадией как в гипабиссальных [114], так и в абиссальных условиях [307]. Широкое разложение скарнов может иметь место, если значительная гидротермальная циркуляция продолжается

при низких температурах. На некоторых месторождениях в этот поздний период происходило лишь выполнение редких пустот кварцем, карбонатами и сульфидами, на других большие участки скарнов превратились в смесь кварца, халцедона, глин, карбонатов и окислов железа. Существование более ранних скарнов может быть установлено только по наличию реликтовых минералов или минеральных псевдоморфоз.

К этому времени могут также относиться периферические месторождения в виде находящихся среди карбонатных пород жил и пластовых залежей, таких, как свинцово-цинково-серебряные руды в Бингеме (Юта) [350] и флюорит-бериллиевые залежи, связанные с оловосодержащими скарнами, в Лост-Ривер [353]. В некоторых местах массивные кремниево-сульфидно-замещенные тела образуются в известняках под нижней границей скарнов (например, Или, Невада [205]).

Примеры многостадийного скарнообразования. В табл. 20 перечислены условия, которые существовали при образовании метаморфических ранних скарнов, во время гидросиликатной (ретроградной) стадии и поздней продуктивной стадии на нескольких различных скарновых месторождениях; все данные основаны на изучении минеральных равновесий, стабильных изотопов и газово-жидких включений. Для основных стадий развития скарнов характерны следующие температурные интервалы: 650—400° С для прогрессивных скарнов, 450—300° С для ретроградных изменений и 300—100° С для кварц-карбонатной минерализации. На более высокие температуры образования прогрессивных скарнов указывает его более глубокое залегание (табл. 20, вверху) по сравнению с близповерхностным расположением других месторождений (табл. 20, внизу). В близповерхностных скарнах чаще, чем в глубинных, устанавливается факт вскипания гидротермальных флюидов, и это должно свидетельствовать о систематических различиях в температуре, давлении и солености флюидов в двух отмеченных случаях.

Рис. 10—13 служат иллюстрацией процессов наложения на четырех различных скарновых месторождениях. На Майхуринском вольфрамово-скарновом месторождении (рис. 10) на ранний зональный гранат-пироксеновый ±шеелитовый скарн, развившийся в известняках, наложились эпидот-актинолитовые измененные породы, сопровождающиеся сульфидами и шеелитом. Внешняя пироксеновая зона частично испытала ретроградные изменения; внутренние гранатовые и гранат-кварцевые зоны изменены в меньшей степени [470]. В вольфрамоносных скарнах Костабонн (рис. 11) ранние прогрессивные ассоциации в доломитах последовательно сменяют друг друга — от внешней форстерит-диопсид-шпинелевой зоны до внутренних салит-гранатовой и гранат-шеелитовой зон. На эту раннюю зональную картину накладывается актинолит-хлорит-тальк-кварц-кальцит-сульфидное изменение; высокомагнезиальные ассоциации замещают магнезиальные скарны, а низкомагнезиальные ассоциации — известковые скарны [156]. На обоих месторождениях богатые концентрации шеелита образуются во время амфиболитизации пироксена. В меднорудных скарнах Карр-Форк (Юта) (рис. 12) ранние волластонитовые, пироксеновые и гранатовые зоны развились в кремнистых известняках, затем произошло широкое наложение актинолита и халькопирита, а еще позднее глин, кальцита и сульфидов [15]. Наконец, меденосные скарны Йерингтона (рис. 13) характеризуются ранними магнезиальными ассоциациями, на внутреннюю зону которых наложены известковые скарны, так же как это произошло в Костабонне; позднее пироксен, актинолит и кальцит с сульфидами образовали внешнюю зону [112, 163].

Вышеприведенные примеры выбраны потому, что здесь мы имеем дело с относительно простым продуктом метасоматоза беспримесных карбонатных вмещающих пород. Более общий случай отмечается там, где вмещающая скарны толща включает нечистые карбонатные породы, а также известковые

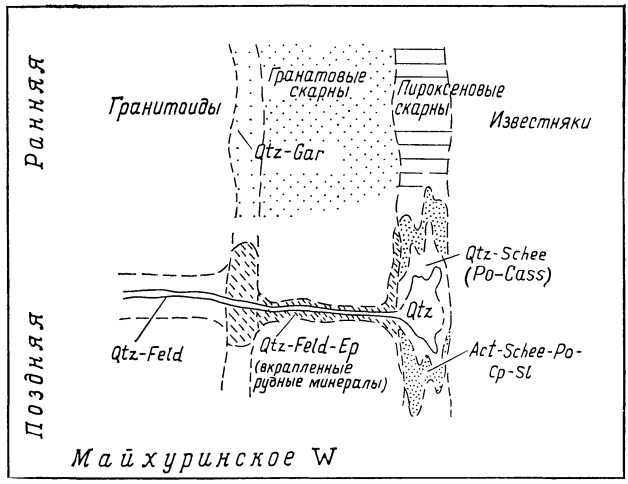


Рис. 10. Общая картина зональности и парагенезисов в вольфрамоворудных скарнах Майхуры (СССР). В раннюю стадию (вверху) гранат-пироксеновые известковые скарны образуются в известняках. В позднюю стадию (внизу) гранат превращается в полевой шпат и эпидот, а пироксен — в кварц и актинолит, которые сопровождаются шеелитом, сульфидами (пирротин, халькопирит, сфалерит) и небольшим колпчеством касситерита. Сокращения см. в подписи под рис. 7 [470].

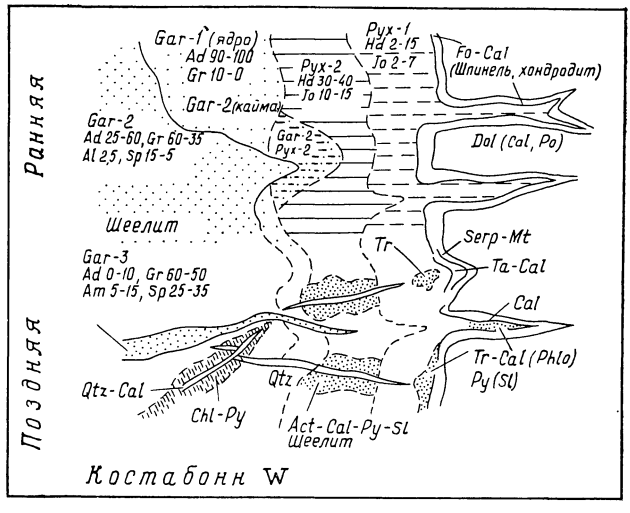


Рис. 11. Общая картина зональности и парагенезисов в вольфрамоворудных скарнах Костабонн (Пиренеи, Франция). В раннюю стадию (вверху) зональные высокотемпературные магнезиальные скарны образуются в доломитах при температурах выше 500 °С (определены по форстерит-кальцитовому показателю) для $X_{CO_2} = 0{,}05$ и общего давления 2 кбар (рис. 6). Градиенты активности для этой стадии схематически показаны на рис. 9 (вектор *A*). Магнезиальные скарны обрастают известковыми скарнами, характеризующимися ранним пироксеном диопсидового состава (Pyx-1) и гранатом андрадитового ряда (Gar-1), за которыми следуют манганосалит (Pyx-2), спессартин-гранлит (Gar-2) и шеелит. В позднюю стадию (внизу) привносится богатый марганцем гранат (Gar-3) в гранатовую зону, образуются кварцевые жилы с актинолитом, шеелитом и сульфидами в пироксеновой зоне и происходят ретроградные изменения на магнезиальном фронте с формированием ассоциации тремолит — тальк — серпентин. Сокращения см. в подписи под рис. 7 [156].

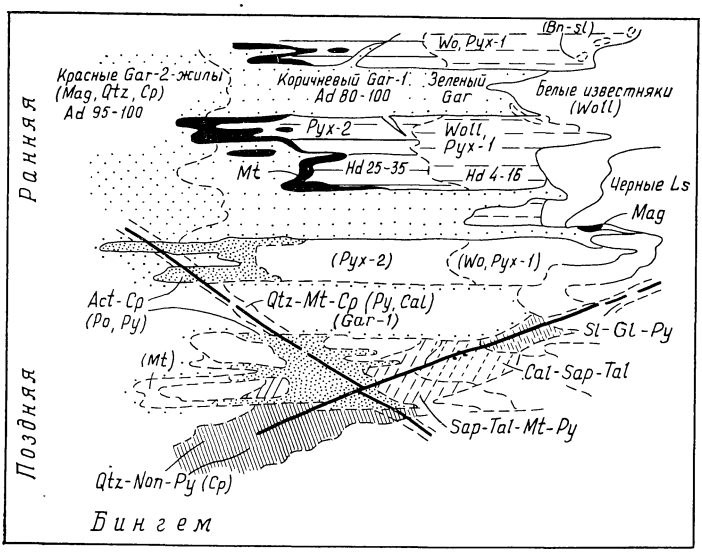


Рис. 12. Общая картина зональности и парагенезисов в меднорудных скарнах Карр-Форк (Бингем, Юта). В раннюю стадию (вверху) волластонит и небольшие количества пироксена диопсидового состава (Pyx-1) замещают кремнистые, песчанистые прослои в известняках. Гранат андрадитового ряда (Gar-1) образует множество линз в незамещенном мраморе, а пироксен (Pyx-2) становится более железистым и замещает волластонит — диопсид. В конце ранней стадии гранат преобразуется в чистый андрадит (Gar-2-жилы), и магнетит замещает салит. В позднюю стадию (внизу) кварц-магнетит-халькопиритовые жилы с актинолитовым обрамлением среди салита секутся пиритовыми жилами с контронитовым обрамлением среди андрадита и сапонит-тальковым обрамлением среди пироксена. Считается, что сфалерит-галенит-пиритовые жилы в известняках также представляют эту стадию. Сокращения см. в подписи под рис. 7 ([15]; Эйнауди, неопубликованные данные).

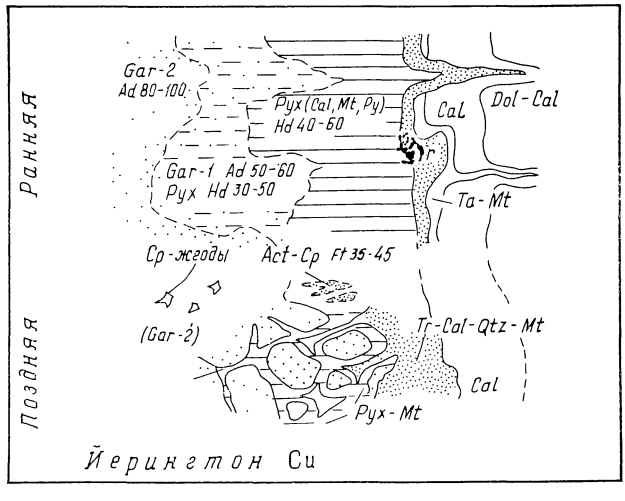


Рис. 13. Общая картина зональности и парагенезисов меднорудных скарнов в районе Йерингтон (Невада). В раннюю стадию (вверху) зональные низкотемпературные магнезиальные скарны образуются в доломитах при температурах менее 400 °С (определены по тальк-кальцитовому показателю) для $X_{CO_2} = 0{,}05$ (рис. 6). Градиенты активности для этой стадии показаны схематично на рис. 9 (вектор *B*). На магнезиальные скарны наложены салит (Pyx) и промежуточный грандит (Gar-1), за которыми следуют андрадит (Gar-2), халькопирит и актинолит. Поздняя стадия (внизу) обусловила обратную парагенетическую последовательность с новыми пироксеном (Pyx-Mt) и тремолитом (Tr-Cal-Qtz-Mt), которые образуют самую внешнюю зону и накладываются на более раннюю гранатовую зону. Сокращения см. в подписи к рис. 6 ([112]; Эйнауди, неопубликованные данные; [163]).

сланцы и песчаники. В этих случаях многостадийно развивающиеся скарны накладываются на метаморфические известково-силикатные породы; в такой ситуации мы сталкиваемся со значительно более сложной картиной. В качестве лучше всего изученных примеров этого более общего случая скарнообразования можно привести месторождения Джонсон-Кэмп (Аризона) [85], Кинг-Айленд (Тасмания) [111, 256], Блэк-Рок (Калифорния) [307] и Кананеа (Мексика) [287].

Выводы. В заключение отметим, что развитие скарновых рудных месторождений представляет собой сложный процесс, который включает гидротермальную циркуляцию флюидов в широком интервале температур, начиная от субмагматических и вплоть до температур горячих источников. В процессе термальной эволюции флюид изменяется от преимущественно метаморфического до магматического, а в некоторых случаях и до метеорного. Состав и степень окисленности и сульфидности флюида также меняются в процессе магматической кристаллизации и субсолидусных реакций в ассоциирующихся плутонах [55]. Эти изменения запечатлены в скарнах и вмещающих их породах в виде минеральных парагенезисов. Для скарновых месторождений характерны процессы метаморфизма, прогрессивного метасоматоза и ретроградного метасоматоза, сопровождающегося отложением сульфидов. Многие скарны могут различаться степенью своего проявления и условиями, в которых протекали вышеперечисленные процессы. Однако при изучении скарнов следует соблюдать большую осторожность: на большинстве скарновых месторождений вышеотмеченные стадии сложным образом накладываются друг на друга, так что участок скарнов в обнажении, образец или даже минеральное зерно могут состоять из минералов и (или) эпитаксических минеральных срастаний, которые сформировались в различное время и при разных геохимических условиях.

Заключение и рекомендации для дальнейших исследований

В настоящем обзоре мы затронули несколько основных тем: расположение скарновых месторождений в различной тектонической и геологической обстановке и их связь с разными типами магматических пород; большие интервалы температуры и давления при формировании скарновых месторождений; широкие вариации ассоциаций металлов и их зависимость от тектонических и местных геологических условий, а также от состава вмещающих и магматических пород: наконец, тесные связи между эволюцией магматогенных гидротермальных флюидов, их взаимодействием с плутонами и боковыми породами и развитием скарнов.

Большие успехи в понимании генезиса скарновых месторождений были достигнуты за последние 20 лет, что связано с широким признанием работ Д. С. Коржинского, углублением наших знаний о метасоматических процессах, развитием микрозондового метода и применением его для изучения зонального состава минералов, а также возрождением интереса к медь-, вольфрам-, молибден- и оловосодержащим скарнам как к экономически надежным объектам разведки. Несмотря на успехи, которые были достигнуты, еще многое остается сделать. К наиболее важным вопросам, которые необходимо решить, относится завершение основных полевых исследований сложного спектра скарновых типов, проводимых с разной степенью детальности,— от изучения рудных тел до работ регионального масштаба. Лишь вольфрамоносные скарны были изучены детально главным образом из-за небольшого размера месторождений и менее интенсивного проявления наложенных ретроградных процессов. С достаточной детальностью было изучено небольшое количество мелких скарновых месторождений меди; в этом случае ставилась задача выяс-

нить характер зональности, парагенетические черты и особенности состава. Однако крупные скарновые месторождения, связанные с медно-порфировым оруденением, описывались только в общих чертах. Аналогичным образом отсутствуют детальные описания (на английском языке) ранних орогенических железо-кобальтовых и магнезиально-магнетитовых скарнов, а также работы по окраинно-континентальным полиметаллическим скарнам, цинково-свинцоворудным скарнам и оловянно-вольфрамоносным скарнам, связанным с высокофтористыми плутоническими системами. Расшифровка генезиса скарновых месторождений зависит в основном от наличия фактического материала по региональным геологическим условиям, магматическим ассоциациям, точно определенному изотопному возрасту магматических и скарновых пород и по пространственно-временному распределению минеральных ассоциаций и составов.

Если взять за основу те сведения, которые обобщены в настоящей статье, то можно выделить несколько тем, которые явятся важным дополнением к исследованиям, ведущимся в региональном плане и в масштабах отдельных месторождений.

Тектоническая обстановка и ассоциации металлов. В широком плане скарновые месторождения можно классифицировать по ассоциации их с интрузивными породами и тектонической обстановке. Так, более мафические типы магматических пород в обстановке океанических островных дуг дают богатые магнетитом и бедные сульфидами железные скарны. Средние по составу и кислые известково-щелочные магмы окраин континентов вызывают образование бедных сульфидами вольфрамоворудных скарнов в мезоабиссальных условиях и богатых сульфидами скарнов с цветными металлами в гипабиссальных условиях. Гранитная магма на более поздней стадии эволюции в поздне- и посторогенный периоды производит слабосернистые скарны, содержащие молибден, олово, вольфрам, цинк, бериллий и фтор. Эти ассоциации неопровержимо свидетельствуют о преимущественно магматическом источнике металлов в скарновых месторождениях. Однако данные более регионального характера по сериям магматических пород, связанным со скарнами, требуют, чтобы эти обобщения покоились на твердой основе, включая определения радиометрического возраста и содержания главных и рассеянных элементов и анализ стабильных изотопов. Наиболее подходящими для этой цели являются медно-порфировые, известково-магнетитовые и оловоносные скарны благодаря своей пространственной приуроченности к контактам породивших их плутонов.

Вариации валового химического состава скарнов разных классов. Отмеченные выше вариации характера скарнов, относящихся к разным классам, могут определяться не только по содержанию металлов, но и по валовым химическим составам, минеральным ассоциациям и составам самих минералов. Валовой химический состав менее всего отражает эти особенности. Однако современные данные показывают, что вольфрамсодержащие и оловоносные скарны, сформировавшиеся в чистых известняках при высоких температурах, характеризуются меньшими величинами отношения Fe/Al, чем скарны с сульфидами цветных металлов. Отношение железа к алюминию в гидротермальных флюидах, отделившихся от магмы, зависит от валового химического состава, температуры, давления, содержания хлоридов и степени окисленности расплава [54, 225]. Другим равноценным фактором является то, что при высоких давлениях слабохлоридные гидротермальные растворы имеют относительно низкие значения отношения Fe/Al; возможно, это и служит причиной различия по отношению Fe/Al между оловоносными и сульфидно-полиметаллическими скарнами, связанными с кварцевыми монцонитами. Низкая величина отношения Fe/Al в оловоносных скарнах может просто отражать низкое содержание железа в ассоциирующихся гранитах. Следующее различие в ва-

ловом составе заключается в высоком отношении (Mn + Fe)/Mg, характеризующем силикаты скарнов цинково-свинцовых руд. Хотя и можно чисто качественно установить, что обогащение марганцем, железом и цинком и обеднение магнием, алюминием и медью являются функцией пути, который проходит гидротермальный флюид [286], мы все же лишены экспериментальной и теоретической базы для количественного моделирования этого процесса. В частности, очень важными представляются эксперименты, которые позволяют определять состав Cl-, F- и S-содержащих растворов в равновесии (или близ него) с магмой и породами при различных геологически реальных условиях.

Вариации состава минералов в скарнах разных классов. Систематизация данных по вариациям состава минералов в скарнах, относящихся к разным типам, впервые была осуществлена В. А. Жариковым [470] и позднее Мейнертом и др. [288]. Имеющиеся аналитические данные ясно показывают, что главные скарновые типы отличаются друг от друга интервалами составов граната и пироксена. Однако различия между отдельными месторождениями внутри класса еще не выявлены достаточно хорошо; исключение составляют вольфрамовые скарновые месторождения. Последние данные [307] показывают, что в пределах класса вольфрамсодержащих скарнов можно проследить непрерывный ряд между конечными членами — восстановленным и окисленным; эта непрерывность, в частности, выражена вариациями составов граната и пироксена на разных месторождениях (рис. 1). Чтобы установить возможные связи между классами, требуются дополнительные данные по отдельным представителям других скарновых типов.

Некоторые интересные выводы можно сделать при рассмотрении составов граната и пироксена в известковых скарнах, связанных с плутонами кварцевых монцонитов; эти данные обобщены на рис. 8. Наблюдаемые вариации составов отражают относительно восстановленную обстановку в случае вольфрамовоносных скарнов и относительно окисленную — для меднорудных скарнов. Такой вывод подтверждается разницей в уровнях, на которых происходило замещение (глубоких для вольфрамсодержащих, близповерхностных для меднорудных скарнов), в степени окисленности магм, обусловленной составом магматических железомагнезиальных минералов, в степени окисленности боковых пород, зависящей от содержания карбонатных компонентов (низкой для плутонов Сьерра-Невады, высокой для медно-порфировых плутонов), а также в степени сульфидизации и количестве сульфидов (низких для вольфрамсодержащих, высоких для меднорудных скарнов). На этом основании можно заключить, что уже в относительно ранний период эволюции летучей фазы требуется изменение степени окисленности в сторону повышения для того, чтобы образовались скарны, которые были бы богаты не только сульфидами, но и цветными металлами (рис. 8). Имея это в виду, Бернем [55] и Бернем и Омото [56] пришли к выводу, что водная фаза в равновесии с окисленной магмой будет более богата серой, чем фаза в равновесии с менее окисленной магмой с таким же содержанием первичной серы в расплаве. Однако время развития процессов и сами процессы, которые приводят к повышению окисленности магматогенно-гидротермальных систем, все еще слабо изучены. Много нового должно дать комбинированное использование корреляций $\delta^{18}O$ — $^{87}Sr/^{86}Sr$ [425, 426] и $\delta^{34}S$ — f_{O_2} [314] и петрологические исследования, ставящие своей целью выяснить историю кристаллизации и изменения степени окисленности гранитных интрузий [91, 92, 462] и вулканических пород [68, 69, 177], а также серий магматических пород, связанных с минеральными месторождениями. Скарны, в частности, особенно ценны для такого рода исследований благодаря их тесным связям с магматическими процессами, а также потому, что карбонатные породы являются наиболее эффективными поглотителями компонентов, растворенных в гидротермальных растворах.

Вариации состава минералов в пределах месторождений. Систематизацией данных по вариациям состава минералов между главными скарновыми типами уже занимались; теперь же большее внимание следует уделить таким же вариациям внутри определенного класса, и в частности в пределах одного месторождения. Было бы очень увлекательно выяснить закономерности распределения вариаций состава известково-силикатных минералов во времени и пространстве, особенно в хорошо изученных вольфрамоворудных скарнах [249, 156, 307, 102], однако интерпретация этих вариаций затруднена в связи с отсутствием соответствующих термодинамических данных. Хотя поля стабильности обычных метаморфических минералов, являющихся конечными членами, относительно хорошо известны, в частности, при высоких температурах, данные по простым твердым растворам, встречающимся в скарновых месторождениях, фактически отсутствуют. Следовательно, настоятельно необходимо разобраться в химизме и термодинамических свойствах серии скарновых минералов на прочной экспериментальной основе (см., например, [62]). Прежде всего это касается таких минералов, как гроссуляр — андрадит, диопсид — геденбергит и амфиболы; далее следуют гроссуляр — спессартин, геденбергит — йохансенит, Fe-Mg-везувиан, бустамит — родонит, хлорит и сапонит — ферросапонит.

Геохимические условия. Использование фазовых равновесий при определенных температурах и фазового состава флюидов в скарнах сводится на нет громадным разнообразием известково-силикатных ассоциаций. Дополнительные методы, такие, как изучение рассеянных элементов, газово-жидких включений и стабильных изотопов, в некоторых случаях позволяют оценить геохимические условия скарнообразования (табл. 20). Изучение рассеянных элементов (см., например, [117, 159]) обычно выявляет некоторые ошибки в трактовке проблем генезиса скарнов частично благодаря широко проявленному зональному распределению главных элементов в скарновых минералах и частично в связи с явной неравновесностью между соседними минеральными зернами. Ограниченное число исследований газово-жидких включений (см., например, [430, 419]) дало возможность оценить температуру и соленость ранних и поздних флюидов, однако измерение X_{CO_2} остается нерешенной проблемой. Для оценки X_{CO_2} наиболее успешно использовались изотопные методы [424]. Наибольшее значение следует придавать использованию изотопов кислорода для геотермометрии по минеральным па́рам, градуированным в хорошо изученной геологической обстановке, а лабораторные измерения факторов равновесия при фракционировании изотопов должны быть распространены на известково-силикатные минералы, в частности на гранат и клинопироксен.

Рудоотложение. Сульфиды и окислы железа в скарновых месторождениях присутствуют в больших количествах как в скарнах, так и в примыкающих мраморах. Для того чтобы разобраться в вопросе о том, как переносятся и осаждаются металлы, необходимо знать зависимость растворимости минералов от температуры и давления во флюидах, равновесных с известково-силикатными ассоциациями, а также с кальцитом и доломитом. Первые эксперименты, касающиеся замещения кальцита сфалеритом, были проведены Хаудом и Барнсом [189] и Д'Андреа [94], однако сходные исследования в отношении сульфидов свинца, меди и других металлов еще не завершены, а эксперименты по растворимости сульфидов не проводились в системах, буферированных обычными скарновыми известковыми силикатами. Эксперименты по растворимости в ассоциациях, включающих пироксен, должны стать важной отправной точкой для дальнейших исследований, поскольку сульфиды на скарновых месторождениях предпочтительно ассоциируются с зонами развития пироксена, содержащего закись железа.

Заключительные положения. Скарновые месторождения распространены во всем мире; они разрабатываются со средних веков и изучаются с конца XIX в. В начале XX в. исследователи, в основном сконцентрировав внимание на скарновых месторождениях, содержащих медь и железо, установили основную геологическую схему процессов скарнообразования и выяснили геологическую позицию этих скарнов. В связи с большим сходством скарновых месторождений между собой первые исследователи пришли к выводу, что все скарны образовались при одинаковых условиях высоких температур и давлений; отсюда возникло название «пирометасоматические месторождения». Дальнейшие исследования на скарновых месторождениях в Западном полушарии фактически были прекращены в середине нынешнего столетия в связи с тем, что внимание было перенесено на изучение структурного контроля сульфидных парагенезисов, и интерес к известково-силикатным образованиям пропал. Оживление интереса к скарновым месторождениям началось в СССР и Японии в 1960-е годы с возросшего внимания к постоянно наблюдающемуся разнообразию рудной и жильной массы и состава минералов скарнов, к различиям в физико-химической обстановке, обусловленным этим разнообразием; повысился также интерес к метасоматическим процессам, чему способствовали работы Д. С. Коржинского. Современные исследования стабильности минералов и метасоматических процессов привели к новому пониманию генезиса скарновых месторождений; однако использование этих прогрессивных методов при проведении общих и детальных полевых наблюдений во многих случаях все еще не осуществляется. Такие полевые исследования не могут быть плодотворными.

При сочетании полевых наблюдений с лабораторными исследованиями наше понимание механизма локализации и распределения металлов в скарновых месторождениях будет углубляться. Этому способствует также применение аналитических методов изучения изотопов, газово-жидких включений и рассеянных элементов. В конце концов станет возможным детальное теоретическое моделирование образования скарновых месторождений. Все это будет способствовать как глобальным оценкам, базирующимся на более полном понимании тектонической и геологической обстановки локализации различных типов скарновых месторождений, так и проведению разведки в региональном и местном масштабах, основывающейся на лучшем понимании характерных особенностей главных типов скарновых месторождений и развитой на них зональности.

Благодарности

Настоящая статья базируется на солидном фундаменте: полевых наблюдениях Вальдемара Линдгрена, Йозефа Баррелла, Адольфа Нопфа, Р. К. Бейтмана и К. Б. Краускопфа; теоретических и экспериментальных исследованиях Д. С. Коржинского, Х. Дж. Гринвуда, Дж. Г. Лю, Х. К. Хелгесона, а также обобщающих работах В. И. Смирнова, В. А. Жарикова и Д. М. Берта. Кроме того, многие друзья помогли сформулировать наши идеи в процессе оживленных дискуссий у обнажений горных пород и в лаборатории. Мы хотим особенно поблагодарить Д. М. Берта, Л. А. Дика, Д. К. Добсона и У. У. Аткинсона. Более ранний вариант этой статьи был любезно просмотрен Д. М. Бертом и Т. Г. Теодором. За предоставление возможности проведения полевых работ и частичную финансовую поддержку мы признательны ряду горнорудных компаний, в том числе Anaconda, ASARCO, Compañia Minera de Cananea

и Union Carbide. Помощь при подготовке рукописи была оказана Национальным научным фондом Гранта (National Science Foundation Grant EAR-78-19588).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Agard J.*, Découverte de bérylluim dans la minéralization du gîte de wolfram, molybdéne et cuivre d'Azegour (Haut-Allas, Maroc) et dans celle du gîte de manganése de Bueltara (suldalgerien): Acad. Sci. Paris, Comptes Rendus, v. 260, No. 20, p. 4179—4180, 1965.
2. *Ahmad S. N., Rose A. W.*, Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico: Econ. Geol., v. 75, p. 229—250, 1980.
3. *Aleksandrov S. M.*, Geochemistry of boron-tin mineralization in the magnesian skarns of esatern Chukotka: Geochemistry Internat., v. 11, p. 532—539, 1974.
4. *Aleksandrov S. M.*, Geochemical aspects of B-Sn ore formation in Alaska deposits: Geochemistry Internat., v. 12, p. 139—150, 1975.
5. *Alexander J. B., Flinter B. H.*, A note on varlamothite and associated minerals from the Batang Pedang district, Perak, Malaya, Malaysia: Mineralog. Mag., v. 35, p. 622—627, 1965.
6. *Allcock J. B.*, Gaspé copper — a Devonian porphyry copper/skarn complex: Unpul. Ph.D. thesis, Yale Univ., 221 p., 1978.
7. *Allen V. T., Fahey J. J.*, Rhodonite, johannsenite, and ferroan johannsenite at Vanadium, New Mexico: Am. Mineralogist, v. 38, p. 883—890, 1953.
8. *Allen V. T., Fahey J. J.*, Some pyroxenes associated with pyrometasomatic zinc deposits in Mexico and New Mexico: Geol. Soc. America Bull., v. 68, p. 881—896, 1957.
9. *Alpers C. N.*, Mineralogy, paragenesis, and zoning of the Luz vein, Uchucchacua, Peru: B.A. thesis, Harvard Univ., 138 p., 1980.
10. AMAX, Annual report: Greenwich, Connecticut, 66 p., 1980.
11. Anaconda Co., Proxy statement: New York, N.Y., 86 p., 1976.
12. *Archibald D. A., Clark A. H., Farrar E., Zaw U. K.*, Potassium-argon ages of intrusion and scheelite mineralization, Cantung, Tungsten, Northwest Territories: Canadian Jour. Earth Sci., v. 15, p. 1205—1207, 1978.
13. *Ashley P. M.*, Geology of the Ban Ban Zinc deposit, a sulfide-bearing skarn, Southeast Queensland, Australia: Econ. Geol., v. 75, p. 15—29, 1980.
14. *Atkinson W. W., Jr.*, Zoning and paragenesis of ores in the San Pedro Mountains: New Mexico Geol. Soc. Spec. Pub. 6, p. 187—191, 1976.
15. *Atkinson W. W., Jr., Einaudi M. T.*, Skarn formation and mineralization in the contact aureole at Carr Fork, Bingham, Utah: Econ. Geol., v. 73, p. 1326—1365, 1978.
16. *Augustithis S. S.*, On the petrogenetic and geochemical relationship of the Mo-Cu-W-Bi hydrothermal quartz veins and the Fe-Cu-W-Mo epidote-garnet skarn bodies (contact metasomatism) of the «Younger» intrusive granite of Kimerria (Xanthe, Greece): Athens Greece, National Technical Univ., Scientific Pub., v. 2, p. 333—350, 1971.
17. *Bailey J. C.*, Fluorine in granitic rocks and melts — a review: Chem. Geology, v. 19, p. 1—42, 1977.
18. *Baker A., III*, Localization of pyrometasomatic ore deposits at Johnson Camp, Arizona: Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers Trans., v. 196, p. 1272—1277, 1953.
19. *Ball C. W.*, The Emerald, Feeney, and Dodger tungsten ore-bodies, Salmo, British Columbia, Canada: Econ. Geol., v. 49, p. 625—638, 1954.
20. *Balla J. C., Smith R. C.*, Geology of the Little Boulder Creek deposit, Custer County, Idaho (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 12, p. 95, 1980.
21. *Bamford R. W.*, The Mount Fubilan (Ok Tedi) porphyry copper deposit, Territory of Papua and New Guinea: Econ. Geol., v. 67, p. 1019—1033, 1972.
22. *Barrell Joseph*, Physical effects of contact metamorphism: Am. Jour. Sci., ser. 4, v. 13, p. 279—296, 1902.
23. *Barrell Joseph*, Geology of the Marysville mining district, Montana: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 57, 178 p., 1907.
24. *Barter C. F., Kelly J. L.*, Geology of the Twin Buttes mineral deposit, Pima County, Arizona, in: Titley S. R., ed., Advances in the geology of porphyry copper deposits, southwestern North America: Tuscon, Univ. Arizona Press, p. 407—432, 1981.
25. *Bartholomé P.*, Minerais et skarns dans les auréoles de métamorphism: Mineralium Deposita: v. 5, p. 345—353, 1970.
26. *Bartholomé P., Evrard P.*, On the genesis of the zoned skarn complex at Temperino: Internat. Union Geol. Sci. (Pub.), ser. A, No. 2, p. 53—57, 1970.
27. *Bateman P. C.*, Pine Creek and Adamson tungsten mines, Inyo County, California: California Jour. Mines Geology, v. 41, p. 231—249, 1945.

28. *Bateman P. C.*, Economic geology of the Bishop tungsten district, California: California Dept. Nat. Resources, Div. Mines Spec. Rept. 47, 87 p., 1956.
29. *Bateman P. C.*, Geology and tungsten mineralization of the Bishop district, California: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 470, 208 p., 1965.
30. *Bauer H. L., Jr., Breitrich R. A., Cooper J. J., Anderson J. A.*, Porphyry copper deposits in the Robinson mining district, Nevada, in: Titley S. R., Hicks C. L., eds., Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Univ. of Arizona Press, p. 233—244, 1966.
31. *Bean J. H.*, The iron-ore deposits of West Malaysia: West Malaysia, Geol. Survey Dept. Econ. Bull., No. 2, 1969.
32. *Bevan P. A.*, The Rosita mine — a brief history and geological description: Canadian Inst. Mining Metallurgy Bull., v. 66, No. 736, p. 80—84, 1973.
33. *Bilibin Y. A.*, Metallogenic provinces and metallogenic epochs: Flushing, New York, Queen's College Press, 35 p., 1968.
34. *Binyon E. O., Holmes G. H., Jr., Johnson A. C.*, Investigation of the Tem Puite tungsten deposit, Lincoln County, Nevada: U.S. Bur. Mines Rept. Inv., 4626, 16 p., 1950.
35. *Blake D. W., Theodore T. G., Kretschmer E. L.*, Alteration and distribution of sulfide mineralization at Copper Canyon, Lander County, Nevada: Ariz. Geol. Soc. Digest, v. 11, p. 67—78, 1978.
36. *Blusson S. L.*, Geology and tungsten deposits near the head-waters of Flatt River, Yukon Territory and southwestern district of Mackenzie, Canada: Geol. Soc. Canada Paper 67—22, 77 p., 1968.
37. *Bonham H. F., Jr., Garside L. J.*, Geology of the Tonopah, Lone Mountain, Klondike, and northern Mud Lake quadrangles, Nevada: Nevada Bur. Mines Geol. Bull., 92, 142 p., 1979.
38. *Bostock H. S.*, Geology and ore deposits of Nickel Plate Mountain, Hedley, British Columbia: Canada Geol. Survey Summ. Rept. 1929, p. 198A—252A, 1930.
39. *Bostock H. S.*, Hedley, British Columbia: Canada Geol. Survey Map, 568A, 1940.
40. *Bostock H. S.*, Mining industry of Yukon, 1939 and 1940: Canada Geol. Survey Mem., 234, 27—33, 1941.
41. *Bostock H. S.*, Geology of the NW Shakwak Valley, Yukon Territory: Canada Geol. Survey Mem., 267, 54 p., 1952.
42. *Bowman J. R.*, Contact metamorphism, skarn formation, and origin of C—O—H skarn fluids in the Black Butte aureole, Elkhorn, Montana: Unpub. Ph.D. thesis, Univ. Michigan, 462 p., 1978.
43. *Bray R. E., Wilson J. C.*, eds., Guide book to the Bingham mining district, Soc. Econ. Geologists, Oct. 23, 1975: Bingham Canyon, Utah, Kennecott Copper Corp., 156 p., 1975.
44. *Brimhall G. H., Jr.*, Early fracture-controlled disseminated mineralization at Butte: Montana: Econ. Geol., v. 72, p. 37—59, 1977.
45. *Brimhall G. H., Jr.*, Deep hypogene oxidation of porphyry copper potassium-silicate protore at Butte, Montana: a theoretical evaluation of the copper remobilization hypothesis: Econ. Geol., v. 75, p. 384—409, 1980.
46. *Brown P. E.*, A petrologic and stable isotopic study of skarn formation and mineralization at the Pine Creek, California, tungsten mine: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. Michigan, 240 p., 1980.
47. *Brown P. E., Bowman J. R.*, Origin and evolution of tungsten skarn-forming fluids at Pine Creek, California — stable isotopic evidence (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 12, p. 393, 1980.
48. *Bryant D. G.*, Intrusive breccias and associated ore of Warren (Bisbee) mining district, Cochise County, Arizona: Unpub. Ph.D. thesis, Stanford Univ., 149 p., 1964.
49. *Bryant D. G.*, Intrusive breccias associated with ore, Warren (Bisbee) mining district, Arizona: Econ. Geol., v. 63, p. 1—12, 1968.
50. *Bryner Leonid*, Ore deposits of the Philippines: an introduction to their geology: Econ. Geol., v. 64, p. 644—666, 1969.
51. *Buddington A. F., Leonard B. F.*, Regional geology of the St. Lawrence County magnetite district, northwest Adirondacks, New York: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 376, 145 p., 1962.
52. *Buddington A. F., Lindsley D. H.*, Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents: Jour. Petrology, v. 5, p. 310—357, 1964.
53. *Bugge J. A. W.*, General geology of the Bamble-Arendal district: Internat. Geol. Cong., 21st., Copenhagen 1960, Excursion Guide A8, p. 3—12, 1960.
54. *Burhnam C. W.*, Hydrothermal fluids at the magmatic stage, in: Barnes H. L., ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart, and Winston, p. 34—76, 1967.
55. *Burnham C. W.*, Magmas and hydrothermal fluids, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Wiley, p. 71—136, 1979.

56. *Burnham C. W., Ohmoto Hiroshi*, Late-stage processes of felsic magmatism, in: Ishihara S., Takenouchi S., eds., Granitic magmatism and related mineralization: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue, 8, p. 1—11, 1980.
57. *Burt D. M.*, Mineralogy and geochemistry of Ca—Fe—Si skarn deposits: Unpub. Ph.D. thesis, Harvard Univ., 256 p., 1972.
58. *Burt D. M.*, Metasomatic zoning in Ca-Fe-Si exoskarns: Carnegie Inst. Washington Pub., 634, p. 287—293, 1974.
59. *Burt D. M.*, Mineralogy and petrology of skarn deposits: Soc. Italiana Mineralogia Petrologia Rendiconti, v. 33, 859—875, 1977.
60. *Burt D. M.*, Tin silicate-borate-oxide equilibria in skarns and greisens-the system CaO-SnO_2-SiO_2-H_2O-B_2O_3-CO_2-Fe_2O_{-1}: Econ. Geol., v. 73, 269—282, 1978.
61. *Burt D. M., London D.*, Manganobabingtonite and ilvaite from Hd-Jo skarns, Aravaipa, Arizona, abs., Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 10, No. 3, p. 98, 1978.
62. *Burtok J. G., Taylor L. A., Chou I. M.*, Skarn mineralogy: stability of hedenbergite and hedenbergite-johannsenite solid solutions (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 11, p. 396, 1979.
63. *Buseck P. R.*, Contact metasomatism and ore deposition: Concepcion del Oro, Mexico: Econ. Geol., v. 61, p. 97—136, 1966.
64. *Buseck P. R.*, Contact metasomatism and ore deposition: Tem Piute, Nevada: Econ. Geol., v. 62, p. 331—353, 1967.
65. *Byers F. M., Jr.*, Tungsten deposits in the Fairbanks district, Alaska: U.S. Geol. Survey Bull., 1024-I, p. 169—216, 1957.
66. *Cahoon B. G.*, Geologia de la mina cobriza, in: Geologia de los yacimientos minerales operados por la Cerro de Pasco Corporation: La Oroya, Peru, Cerro de Pasco Corp., p. 41—61, 1970.
67. *Callow K. J.*, The geology of the Thanksgiving mine, Baguio district, Mountain province, Philippines: Econ. Geol., v. 62, p. 472—481, 1967.
68. *Carmichael I. S. E.*, Iron-titanium oxides and orygen fugacities in volcanic rocks: Jour. Geophys. Research, v. 72, p. 4665—4687, 1967.
69. *Carmichael I. S. E.*, The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates: Contr. Mineralogy Petrology, v. 14, p. 36—64, 1967.
70. *Catlin S. A.*, Mineralogy, zoning and paragenesis of sulfide ores at the Ground Hog mine, Central district, New Mexico: Unpub. M. S. thesis, Univ. Arizona, 52 p., 1981.
71. *Cavanaugh P. C.*, Geology of the Little Boulder Creek molybdenum deposit, Custer County, Idaho: Unpub. M.S thesis, Univ. Montana, 82 p., 1978.
72. *Cermignani C., Anderson G. M.*, Origin of a diopside-tremolite assemblage near Tweed, Ontario: Canadian Jour. Earth Sci., v. 10, p. 84—90, 1973.
73. *Chapman R. W.*, The contact-metamorphic deposit of Round Valley, California: Jour. Geology, v. 48, p. 859—871, 1937.
74. *Chappell B. W., White A. J. R.*, Two contrasting granite types: Pacific Geology, v. 8, 173—174, 1974.
75. *Chesterman C. W.*, Geology of the Matterhorn Peak quadrangle, Mono and Tuolomne Counties, California: California Div. Mines Geology, Map Sheet, 22, 1975.
76. *Chrismas L., Baadsgaard H., Folinsbee R. E., Fritz P., Kronse H. R., Sasaki A.*, Rb/Sr, S, and O isotopic analyses indicating source and date of contact metasomatic copper deposits, Craigmont, British Columbia, Canada: Econ. Geol., v. 64, p. 477—488, 1969.
77. *Clark W. B.*, Mines and mineral resources of Alpine Co., California: California Div. Mines Geology, County Rept., 8, 48 p., 1977.
78. *Cockfield W. E.*, Geology and mineral deposits of Nicola Map-area, B. C.; Canada Geol. Survey Mem., 249, 164 p., 1948.
79. *Collins B. I.*, Formation of scheelite-bearing and scheelite-barren skarns fof Lost Creek, Pioneer, Mountains, Montana: Econ. Geol., v. 72, p. 1505—1523, 1977.
80. *Collins L. G.*, Host rock origin of magnetite in pyroxene skarn and gneiss and its relation to Alaskite and hornblende granite: Econ. Geol., v. 64, p. 191—201, 1969.
81. *Coney P. J.*, Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics: Geol. Soc. America Mem. 152, p. 33—50, 1978.
82. *Coney P. J.*, Accretionary tectonics in Western North America: Symposium on Tectonics and Ore Deposits, Tucson, Arizona, March 19—20, 1981, Proc., в печати.
83. *Coney P. J., Reynolds S. J.*, Cordilleran Benioff zones: Nature: v. 270, p. 403—406, 1977.
84. *Cook E. F.*, Tungsten deposits of south-central Idaho: Idaho Bur. Mines Geology Pamph. 108, 40 p., 1956.
85. *Cooper J. R.*, Metamorphism and volume loss in carbonate rocks near Johnson Camp, Cochise County, Arizona: Geol. Soc. America Bull., v. 68, p. 577—610, 1957.
86. *Cooper J. R., Silver L. T.*, Geology and ore deposits of the Dragoon quadrangle, Cochise Co., Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 416, 196, p., 1964.
87. *Corsini F., Cortecci G., Leone G., Tanelli G.*, Sulfur isotopic study of the skarn-(Cu-Pb-

Zn) sulfide deposit of Valle del Temperino, Campiglia Marittima, Tuscany, Italy: Econ. Geol., v. 75, p. 83—96, 1980.
88. *Cox R., Glasson K. R.*, Economic geology of the Cleveland mine, Tasmania: Econ. Geol., v. 66, p. 861—878, 1971.
89. *Crawford K. E.*, Petrology of the Hope Valley roof pendants, California: M. S. thesis, Univ. California, Davis, 85 p., 1969.
90. *Cummings W. W., Bruce D. E.*, Canada Tungsten — change to underground mining and description of mine-mell procedures: Canadian Inst. Mining Metallurgy Bull., v. 70, No. 784, p. 94-101, 1977.
91. *Czamanski G. K., Mihálik P.*, Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Pt. 1, the opaque oxides: Jour. Petrology, v. 13, p. 493—509, 1972.
92. *Czamanski G. K., Wones D. R.*, Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: Pt. 2, the mafic silicates: Jour. Petrology, v. 14, p. 349—380, 1973.
93. *Dadak J., Novak F.*, Tin containing andradite from Plavno mine in the Krusne Hory Mts., Czechoslovakia: Mineralog. Mag., v. 35, p. 379—385, 1965.
94. *D'Andrea R. F.*, Replacement of marble by ZnS in chloride solutions: Unpub. M.S thesis, Pennsylvania State Univ., 101 p., 1976.
95. *Danielson M. J.*, King Island scheelite deposits, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua, New Guinea, 1. Metals: Melbourne, Australasian Inst. Mining Metallurgy, Mon. 5, p. 592—598, 1975.
96. *Davies H. L., Howell W. J. S., Fardon R. S. H., Carter R. J., Bumstead E. D.*, History of the Ok Tedi porphyry copper prospect, Papua — New Guinea; Econ. Geol., v. 73, p. 796—809, 1978.
97. *Dawson K. M., Dick L A.*, Regional metallogeny of the northern cordillera: Tungsten and base metal-bearing skarns in southeastern Yukon and southwestern Mackenzie: Canada Geol. Survey, Current Research, Pt. A, paper 78-1A, p. 287—292, 1978.
98. *Desborough G. A., Sainsbury C. L.*, Cassiterite as an exsolution product in magnetite, Lost River tin mine, Alaska: Econ. Geol., v. 65, p. 1004—1006, 1970.
99. *Dewey J. F., Bird J. M.*, Mountain belts and the new global tectonics: Jour. Geophys. Res., v. 75, p. 2625—2647, 1970.
100. *Dick L. A.*, Metamorphism and metasomatism at the MacMillan Pass tungsten deposit, Yukon and District of MacKenzie, Canada: M. S. thesis, Queens Univ., Kingston, 226 p., 1976.
101. *Dick L. A.*, Tungsten and base metal skarns in the Northern Cordillera: Canada Geol. Survey, Current Research, Pt. A, Paper 79—1A, p. 259—266, 1979.
102. *Dick L. A.*, A comparative study of the geology, mineralogy, and conditions of formation of contact metasomatic mineral deposits in the NE Canadian Cordillera: Ph.D. thesis, Queen's Univ., Kingston, 473 p., 1980.
103. *Dimanche F.*, Les minerais de magnétite et les skarns du Ginevro (Ile d'Elbe, Italie): Mineralium Deposita, v. 6, p. 356—379, 1971.
104. *Dobson D. C.*, Geology and mineralogy of the tin-tungsten-fluorite deposit at Lost River, Seward Peninsula, Alaska: Econ. Geol., в печати.
105. *Dubois R. L., Brummett R. W.*, Geology of the Eagle Mountain mine area, in: J. D. Rigge, ed., Ore deposits of the United States, 1933—1967 (Graton-Sales vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 1582—1606, 1968.
106. *Duncan I. J.*, Skarn genesis at the Ok Tedi porphyry copper deposit: Unpub. B. A. thesis, MacQuarie Univ., 178 p., 1972.
107. *Dunham K. C.*, Geology, paragenesis, and reserves of the ores of lead and zinc: Internat. Geol. Cong., 18th, London, 1948, Rept., Pt. 7, p. 11—39, 1950.
108. *Dunn D. P.*, Petrology of the San Antonio scheelite skarn, Baviacora, Sonora, Mexico: M.S. thesis, Arizona St. Univ., 79 p., 1980.
109. *Durrell C., Proctor P. D.*, Iron-ore deposits near Lake Hawley and Spencer Lakes, Sierra County, California: California Div. Mines Bull., 129, p. 167—192, 1948.
110. *Eastman H. S.*, Skarn genesis and sphalerite-pyrrhotite-pyrite relationships in the Darwin mine, Inyo County, California: Unpub. Ph.D. thesis, Stanford Univ., 279 p., 1979.
111. *Edwards A. B., Baker G., Callow K. J.*, Metamorphism and metasomatism at King Island scheelite mine: Geol. Soc. Australia Jour. v. 3, p. 55—100, 1956.
112. *Einaudi M. T.*, Petrogenesis of copper-bearing skarn at the Mason Valley mine, Yerington district, Nevada: Econ. Geol., v. 72, p. 769—795, 1977.
113. *Einaudi M. T.*, Garnet-clinopyroxene equilibria in porpyry-related skarns, abs., Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 11, p. 420, 1979.
114. *Einaudi M. T.*, Skarns associated with porphyry plutons, I. Description of deposits, southwestern North America, II. General features and origin, in: Titley S. R., ed., Advances in geology of the porphyry copper deposits of southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press, p. 139—183, 1981.

115. *Einaudi M. T., Moore W. J., Wilson J. C.*, Introduction, Bingham mining district: Econ. Geol., v. 73, p. 1215—1217, 1978.
116. *El Sharkawi M. A. H., Dearman W. R.*, Tin-bearing skarns from the north-west border of the Dartmoor granite, Devonshire, England: Econ. Geol., v. 61, p. 362—369, 1966.
117. *Elliot J. E.*, The mineralogy and geochemistry of the tungsten deposits of the Black Rock area, Mono County, California: Unpub. Ph.D. thesis, Stanford Univ., 131 p., 1971.
118. *Elliston J.*, The Moina district, in: Edwards A. B., ed., Geology of Australian ore deposits: Melbourne Australasian Inst. Mining Metallurgy, p. 1194—1199, 1953.
119. *Erwood R. J., Kesler S. E., Cloke P. L.*, Compositionally distinct, saline hydrothermal solutions, Naica mine, Chihuahua, Mexico: Econ. Geol., v. 74, p. 95—108, 1979.
120. *Eskola P.*, On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland: Comm. Geol. Finlande Bull., No. 40, 277 p., 1914.
121. *Eskola P.*, Die metamorphen Gesteine, in: Barth T.F.W., Correns C. W., Eskola P., Die Entstehung der Gesteine: Berlin, Springer-Verlag, p. 263—407, 1939.
122. *Farrar E., Clark A. H., Kim O. J.*, Age of the Sangdong tungsten deposit, Republic of Korea, and its bearing on the metallogeny of the southern Korean peninsula: Econ. Geol., v. 73, 90. 547—552, 1978.
123. *Fernandez J. C.*, Geology of the Lammin iron deposits, Piddig, Llocos Norte: Philippine Geologist, v. 18, p. 10—19, 1964.
124. *Fonteilles M., Guy B., Soler P.*, The influence of wall-rock on skarn mineralization at the Salau and Costabonne tungsten deposits (Pyrenees, France), abs.: Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 10, p. 105, 1978.
125. *Forgan C. B.*, Yugoslavia — Ore deposits of the Strantrg lead-zinc mine: Internat. Geol. Cong., 18th., London, 1948, Rept., Pt. 7, p. 290—301, 1950.
126. *Franke H. A.*, Tulare County: California Div. Mines Rept. 26, p. 423—471, 1930.
127. *Frantz J. D., Mao H. K.*, Bimetasomatism resulting from intergranular diffusion: I. A. theoretical model for monomineralic reaction zone sequences: Am. Jour. Sci., v. 276, p. 817—840, 1976.
128. *Frantz J. D., Popp R. K.*, Mineral-solution equilibria: (1) An experimental study of complexing and thermodynamic properties of aqueous $MgCl_2$ in the system $MgO—SiO_2—H_2O—HCl$: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 43, p. 1223—1239, 1979.
129. *French B. V.*, Stability relations of siderite ($FeCO_3$) in the system Fe—O—O: Am. Jour. Sci., v. 271, p. 37—78, 1971.
130. *French B. V., Eugster H. P.*, Experimental control of oxygen fugacities by graphite-gas equilibirums: Jour. Geophys. Res., v. 70, p. 1529—1539, 1965.
131. *Frost J. E.*, Controls of ore deposition for the Larap mineral deposits, Camarines Norte, Philippines: Unpubl. Ph.D. dissertation, Stanford Univ., 173 p., 1965.
132. *Gabelman J. W.*, Strata-binding mineralization processes, in: Wolf K. H., ed., Handbook of strata-bound and strata-form ore deposits, v. 4: Amsterdam, Elsevier, p. 31—74, 1976.
133. *Gale R. E.*, The geology of the Mission copper mine, Pima mining district, Arizona: Ph. D. thesis, Stanford Univ., 162 p., 1965.
134. *Gamble R. P.*, The sulfidation of andradite and hedenbergite — an experimental study of skarn-ore genesis: Unpub. Ph.D. thesis, Yale Univ., 243 p., 1978.
135. *Ganesan K.*, Iron-tin mineralization in the Gunong Muntahak area, Johore: Geol. Soc. Malaysia Newsletter, v. 19, p. 1—5, 1969.
136. *Gastil G. R., Morgan G. J., Krummenacher D.*, Mesozoic history of peninsular California and related areas east of the Gulf of California, in: Howell D. G., McDougall K. E., eds., Mesozoic paleogeography of the Western United States: Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Pacific Coast Symposium, v. 2, p. 107—115, 1978.
137. *Geach R. D.*, Mines and mineral deposits of Beaverhead County, Montana: Montana Bur. Mines Geology, Bull. 85, 194 p., 1972.
138. *Geijer P.*, On the origin of the Falun type of sulfide mineralization: Geol. Fören Stockholm Förh., v. 86, p. 3—27, 1964.
139. *Geijer P., Magnusson N. H.*, The iron ores of Sweden: Internat. Geol. Congr., 19th Algiers 1952, v. 2, p. 477—499, 1952.
140. *Gilbert M. C.*, Synthesis and stability relations of the hornblende ferropargasite: Am. Jour. Sci., v. 264, p. 298—742, 1966.
141. *Goldschmidt V. M.*, Die Kontakmetamorphose im Kristianiagebiet: Oslo Vidensk. Skr., I, Mat.-Natur. v., Kl., No. 1, 483 p., 1911.
142. *Gonzales R. J.*, Geologia, paragenesis, y reservasa de los yacimientos de plomo y zinc de Mexico: Internat. Geol. Cong., 18th, London, Rept., Pt. 7, p. 121—142, 1950.
143. *Gordon T. M., Greenwood H. J.*, The stability of grossularite in $H_2O—CO_2$ mixtures: Am. Mineralogist, v. 56, p. 1674—1688, 1971.
144. *Granger A. E., Bell M. M., Simons G. L., Lee F.*, Geology and mining resources of Elko County, Nevada: Nevada Bur. Mines Bull., 54, 190 p., 1957.
145. *Gray R. F., Hoffman V. J., Bagan R. J., McKinley H. L.*, Bishop tungsten district,

California, in: Ridge J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933—1967 (Graton-Sales vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 1531—1554, 1968.
146. *Graybeal F. T.*, Geology of the El Tiro ore deposit, Silver Bell mining district, Arizona, in: Titley S. R., ed., Advances in the geology of porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press, p. 487—505, 1981.
147. *Greenwood J. H.*, Mineral equilibria in the system $MgO—SiO_2—H_2O—CO_2$, in: Abelson P. H., ed., Researches in geochemistry, vol. 2: New York, John Wiley, p. 542—567, 1967.
148. *Greenwood J. H.*, Wollastonite: Stability in $H_2O — CO_2$ mixtures and occurrence in a contact metamorphic aureole near Salmo, British Columbia, Canada: Am. Mineralogist, v. 52, p. 1669—1680, 1967.
149. *Greenwood J. H.*, Metamorphism at moderate temperatures and pressures, in: Bailey D. K., MacDonald R., eds., The evolution of the crystalline rocks: New York, Academic Press, p. 187—259, 1976.
150. *Groves D. I., Martin E. L., Murchie H., Wellington H. K.*, A century of tin mining at Mount Bischoff, 1871—1971: Geol. Soc. Tasmania, v. 54, 1972.
151. *Gulbrandsen R. A., Gielow D. G.*, Mineral assemblage of a pyrometasomatic deposit near Tonapah, Nevada: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 400B, p. B20—21, 1960.
152. *Gunning H. C.*, H.P.H. group, Nahwitti Lake, Vancouver Island, British Columbia: Canada Geol. Survey, Summary Rept. 1931, p. 36A—45A, 1932.
153. *Gunning H. C.*, Knebelite at Bluebell mine, Kootenay Lake, B.C.: Royal Soc. Canada Trans., sec. 4, p. 19—22, 1936.
154. *Gustafson L. B., Hunt J. P.*, The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile: Econ. Geol., v. 70, p. 857—912, 1975.
155. *Gustafson W. I.*, The stability of andradite, hedenbergite, and related minerals in the system Ca—Fe—Si—O—H: Jour. Petrology, v. 15, p. 455—496, 1974.
156. *Guy B.*, Petrology and isotope geochemistry of the scheelite-bearing skarns as Costabonne, Eastern Pyrenees, France: Unpub. Ph.D. thesis, L'Ecole Natl. Supérieure Mines, Paris, 238 p., 1979.
157. *Guy B.*, Étude géologique et pétrologique du gisement de Costabonne: Bur. Recherches, Geol. Min. Mém., 99, p. 237—250, 1980.
158. *Hall W. E., MacKevett E. M., Jr.*, Geology and ore deposits of the Darwin quadrangle Inyo County, California: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 368, 87 p., 1962.
159. *Hall W. E., Rose H. J., Jr., Simon F.*, Fractionation of minor elements between galena and sphalerite, Darwin lead-silver-zinc mine, Inyo County, California and its significance in geothermometry: Econ. Geol., v. 66, p. 602—606, 1971.
160. *Hallof P. G., Winniski E.*, A geophysical case history of the Lakeshore ore body: Geophysics, v. 36, p. 1232—1249, 1971.
161. *Hamilton W.*, Mesozoic tectonics of the western United States, in: Howell D. G., McDougall K. A., eds., Mesozoic paleogeography of the western United States: Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Pacific Coast Symposium, v. 2, p. 253—270, 1978.
162. *Harrer C. M., Kelly F. J.*, Reconnaissance of iron resources in New Mexico: U.S. Bur. Mines Inf. Circ. 8190, 112 p., 1963.
163. *Harris N. F.*, Skarn formation near Ludwig, Yerington district, Nevada: Unpub. Ph.D. thesis, Stanford Univ., 173 p., 1979.
164. *Haug J. L.*, Geology of the Merry Widow and Kingfisher contact metasomatic skarn-magnetite deposits, Northern Vancouver Island, British Columbia: Unpub. M.S. thesis, Univ. Calgary, 117 p., 1976.
165. *Heim A.*, The molybdenum mine at Azegour: Econ. Geol., v. 29, p. 76—83, 1934.
166. *Helgeson H. C., Kirkham D. H.*, Theoretical prediction of thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressure and temperatures: I. Summary of the thermodynamic/electrostatic properties of the solvent: Am. Jour. Sci., v. 274, p. 1199—1261, 1974.
167. *Helgeson H. C., Kirkham D. H.*, Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: III. Equation of state for aqueous species at infinite dilution: Am. Jour. Sci., v. 276, p. 97—240, 1976.
168. *Helgeson H. C., Brown T. H., Leeper R. H.*, Handbook of theoretical activity diagrams depiciting chemical equilibria in geologic systems involving minerals and an aqueous phase at one atm and 0°—300°C: San Francisco, Freeman Cooper Co., 253 p., 1969.
169. *Helgeson H. C., Delany J. M., Nesbitt H. W., Bird D. K.*, Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals: Am. Jour. Sci., v. 378A, p. 1—229, 1978.
170. *Hernon R. M., Jones W. R.*, Ore deposits of the Central Mining district, New Mexico, in: Ridge J. D., ed., Ore deposits of the U.S., 1933—1967 (Graton-Sales vol.): New York, Amer. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 1211—1238, 1968.
171. *Hess F. L.*, Tactite, the product of contact metamorphism: Am. Jour. Sci., 4th ser., v. 48, p. 377—378, 1919.

172. *Hess F. L., Larsen E. S.*, Contact-metamorphic tungsten deposits of the United States: U.S. Geol. Survey Bull., 725-D, p. 245—309, 1921.
173. *Hewett D. F.*, Geology and mineral resources of the Ivanpah quadrangle, California and Nevada: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 275, 172 p., 1956.
174. *Hewitt D. A.*, The metamorphism of micaceous limestones from south-central Connecticut: Am. Jour. Sci., v. 273A, p. 444—467, 1973.
175. *Hewitt W. P.*, Geology and mineralization of the San Antonio mine: Santa Eulalia district, Chihuahua, Mexico: Geol. Soc. America Bull., v. 64, p. 173—204, 1943.
176. *Hewitt W. P.*, Geology and mineralization of the main mineral zone of the Santa Eulalia district, Chihuahua, Mexico: Soc. Mining Engineers AIME Trans., v. 241, p. 228—260, 1968.
177. *Hildreth W.*, The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers: Geol. Soc. America Spec. Paper, 180, p. 43—75, 1979.
178. *Hobbs S. W., Clabaugh S. E.*, Tungsten deposits of the Osgood range, Humboldt County, Nevada: Nevada Univ. Bull., v. 40, 29 p., 1946.
179. *Hobbs S. W., Elliot J. E.*, Tungsten: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 820, p. 667—678, 1973.
180. *Hochella M. F., Jr., Liou J. G., Keskinen M. J.*, Synthesis and stability relations of Mg-idocrase: Econ. Geol., в печати.
181. *Hofmann A.*, Chromatographic theory of infiltration metasomatism and its application to feldspars: Am. Jour. Sci., v. 272, p. 69—90, 1972.
182. *Holdaway M. J.*, Thermal stability of Al—Fe epidote as a function of f_{O_2} and Fe content: Contr. Mineralogy Petrology, v. 37, p. 307—340, 1972.
183. *Holland H. D.*, Granites, solutions, and base metal deposits: Econ. Geol., v. 67, p. 281—301.
184. *Hoschek G.*, The stability of metamorphic biotite paragenesis: Tscher. Mineral. Petrogr. Mitt., v. 20, p. 48—58, 1973.
185. *Hoschek G.*, Die reaktion phlogopit + calcit + quarz = tremolit + Kalifeldspar + + H_2O + CO_2: Contr. Mineralogy Petrology, v. 39, p. 231—237, 1973.
186. *Hosking K. F. G.*, Primary mineral deposits, in: Gobbett D. J., Hutchingson C. D., eds., Geology of the Malay Peninsula (West Malaysia and Singapore): New York, John Wiley, p. 335—402, 1973.
187. *Hotz P. E.*, Diamond-drill exploration of the Dillsburg magnetite deposits, York Co., Pennsylvania: U.S. Geol. Survey Bull. 969-A, 25 p., 1960.
188. *Hotz P. E., Willden R.*, Geology and mineral deposits of the Osgood Mountains quadrangle, Humboldt County, Nevada: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 431, 128 p., 1964.
189. *Howd F. H., Barnes H. L.*, Ore solution chemistry; IV, Replacement of marble by sulfides at 450°C: Econ. Geol., v. 70, p. 968—981, 1975.
190. *Hsieh C. Y.*, China — note on the lead, zinc, and silver deposits in China: Internat. Geol. Cong., 18th, London 1948, Rept., Part 7, p. 380—399, 1950.
191. *Huang C.*, An isotopic and petrologic study of the contact metamorphism and metasomatism related to copper deposits at Ely, Nevada; Unpub. Ph.D. thesis, Pennsylvania St. Univ., 178 p., 1976.
192. *Hutchinson R. W.*, Evidence of exhalative origin for Tasmanian tin deposits: Canadian Inst. Mining Metall. Bull., v. 72, No. 808, p. 90—104, 1979.
193. *Hutchison C. S.*, Granite emplacement and tectonic subdi vision of peninsular Malaysia: Geol. Soc. Malaysia Bull. 9, p. 187—207, 1977.
194. *Hutchison C. S., Taylor D.*, Metallogenesis in SE Asia: Geol. Soc. London Jour., v. 135, p. 407—428, 1978.
195. *Imai H.*, Genesis of the hematite deposits in the Inner Zone of northeastern Japan, with special reference to those of the Akátani and Sen-nin iron mines: Niigata Univ. Fac. Sci. Jour., ser. 2, v. 3, p. 205—256, 1960.
196. *Imai H.*, Kamioka mine, Gifu Prefecture, in: Imai H., ed., Geological studies of the mineral deposits of Japan and east Asia: Tokyo, Univ. Tokyo Press, p. 171—176, 1978.
197. *Imai H., Yamazaki S.*, Hydrothermal dolomite-rocks associated with hematite deposits of the Akatani mine, Niigata Prefecture, northeastern Japan: Waseda Univ. School Sci. Engineering Mem., 31, p. 11—63, 1967.
198. *Imai H., Takenouchi S., Ito K.*, Kuta, Fujigatani and Kiwada mines, Yamaguchi Prefecture, in: Imai H., ed., Geological studies of the mineral deposits in Japan and east Asia: Tokyo, Univ. Tokyo Press, p. 179—182, 1978.
199. *Ishihara S.*, Molybdenum and tungsten provinces in the Japanese Islands and North American Cordillera: An example of asymmetric zoning in Pacific-type orogeny: Australia Bur. Mineral Resources, Geology Geophysics Bull., v. 141, p. 173—189, 1973.
200. *Ichihara S.*, The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks: Mining Geology, v. 27, p. 293—305, 1977.
201. *Ishihara S., Sawata H., Shibata K., Terashima S., Arrykul S., Sato K.*, Granites and Sn-W deposits of peninsular Thailand: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue 8, p. 223—241, 1980.

202. *Ishihara S.*, Metallogenesis in the Japanese island arc system: Geol. Soc. London Jour., v. 135, p. 389—406, 1978.
203. *Ito K.*, Zoned skarn of the Fugigatani mine, Yamaguchi Prefecture: Japanese Jour. Geology Geography, v. 33, p. 169—190, 1962.
204. *Jahns R. H.*, Beryllium and tungsten deposits, of the Iron Mountain district, Sierra and Socorro Counties, New Mexico: U. S. Geol. Survey Bull., 945-C, p. 45—79, 1944.
205. *James L. P.*, Zoned alteration in limestone at porphyry copper deposits, Ely, Nevada: Econ. Geol., v. 71, p. 488—512, 1976.
206. *Jennings I. B.*, Middlesex mineral district: Commonwealth Mining Metall. Cong., 8th, Melbourne, Proc., v. 1, p. 512—514, 1965.
207. *Jensen M. L., Bateman A. M.*, Economic mineral deposits, 3rd ed.: New York, John Wiley, 593 p., 1979.
208. *Johannes W.*, An experimental investigation of the system $MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$: Am. Jour. Sci., v. 267, p. 1083—1104, 1969.
209. *John Y. W.*, Geology and origin of Sangdong tungsten mine, Republic of Korea: Econ. Geol., v. 57, p. 1285—1300, 1963.
210. *John Y. W.*, Sangdong mine, Korea, in: Imai H., ed., Geological studies of the mineral deposits of Japan and east Asia: Tokyo, Univ. Tokyo Press, p. 196—200, 1978.
211. *Johnson W. D., de Vasconcellos F. M.*, Scheelite in northeastern Brazil: Econ. Geol., v. 40, p. 34—50, 1945.
212. *Jones W. R., Hernon R. M., Moore S. L.*, General geology of Santa Rita quadrangle, Grant County, New Mexico: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 555, 144 p., 1967.
213. *Kaneda H., Shoji T., Imai H.*, Kamaishi mine, Iwate Prefecture, in: Imai H., ed., Geological studies of the mineral deposits of Japan and east Asia: Tokyo, Univ. Tokyo Press, p. 183—190, 1978.
214. *Keith S. B.*, Paleosubduction geometries inferred from Cretuceous and Tertiary magmatic pattersn in S.W. North America: Geology, v. 6, p. 516—521, 1978.
215. *Kelley V. C.*, Origin of the Darwin silver-lead deposits: Econ. Geol., v. 32, p. 987—1008, 1937.
216. *Kelley V. C.*, Geology and economics of New Mexico iron-ore deposits: Univ. New Mexico Pub. Geology, 2, 246 p., 1949.
217. *Kelley V. C.*, Origin and pyrometasomatic zoning of the Capitan iron deposit, Lincoln County, New Mexico: Econ. Geol., v. 47, p. 64—83, 1952.
218. *Kerr P. F.*, Geology of the tungsten deposits near Mill City, Nevada: Univ. Nevada Bull., v. 28, p. 1—26, 1934.
219. *Kerr P. F.*, Tungsten mineralization in the United States: Geol. Soc. America Mem., 15, 241 p., 1946.
220. *Kerrick D. M.*, Review of metamorphic mixed volatile (H_2O—CO_2) equilibria: Am. Mineralogist, v. 59, p. 729—762, 1974.
221. *Kerrick D. M.*, The genesis of zoned skarns in the Sierra Nevada, California: Jour. Petrology, v. 18, p. 144—181, 1977.
222. *Kerrick D. M., Crawford K. E., Randazzo A. F.*, Metamorphism of calcareous rocks in three roof pendants in the Sierra Nevada, California: Jour. Petrology, v. 14, p. 303—325, 1973.
223. *Kesler S. E.*, Contact-localized ore formation at the Memé mine, Haiti: Econ. Geol., v. 63, p. 541—552, 1968.
224. *Kesler S. E., Jones L. M., Walker R. L.*, Intrusive rocks associated with porphyry copper mineralization in island arc areas: Econ. Geol., v. 70, p. 515—526, 1975.
225. *Kilinc I. A., Burnham C. W.*, Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars: Econ. Geol., v. 67, p. 231—236, 1972.
226. *Kim O. J.*, Geologic structure and ore deposits of Sangdong scheelite mine: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue 3, p. 144—149, 1971.
227. *Kinnison J. E.*, The Mission copper district, Arizona, in: Titley S. R., Hicks C. L., eds., Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press, p. 281—287, 1966.
228. *Kirkemo H., Anderson C., Creasey S.*, Investigation of molybdenum deposits in the conterminous United States, 1942—60; U.S. Geol. Survey Bull., 182-E, 90 p., 1965.
229. *Kirsch H.*, The metasomatic skarn zinc deposits of the Gelbe Birke mine near Schwarzenberg, Erzgebirge: Neue Jahrb. Mineralogie Abh., v. 89, p. 210—257, 1956.
230. *Kistler R. W.*, Phanerozoic batholiths in western North America: A summary of some recent work on variations in time, space, chemistry, and isotopic compositions: Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 2, p. 403—408, 1974.
231. *Kitamura K.*, Al-Fe partitioning between garnet and epidote from the contact metasomatic copper deposits of the Chichibu Mine, Japan: Econ. Geol., v. 70, p. 725—738, 1975.

232. *Klepper M. R.*, The Sangdong tungsten deposit, southern Korea, Econ. Geol., v. 42, p. 465—477, 1947.
233. *Klepper M. R., Weeks R. A., Ruppel E. T.*, Geology of the southern Elkhorn Mountains, Jefferson and Broadwater Counties, Montana: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 292, 82 p., 1957.
234. *Knight C. L.*, Mount Bishchoff tin ore body, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua New Guinea, I. Metals: Melbourne, Australasian Isnt. Mining Metallurgy Mon., 5, p. 591—592, 1975.
235. *Knopf A.*, Ore deposits of the Helena mining region: U.S. Geol. Survey Bull., 527, 143 p., 1913.
236. *Knopf A.*, Geology and ore deposits of the Yerington district, Nevada: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 114, 68 p., 1918.
237. *Knopf A.*, Ore deposition in the pyrometasomatic deposits, in: Newhouse W. H., ed., Ore deposits as related to structural features: Princeton, Princeton Univ. Press, p. 63—72, 1942.
238. *Knopf A., Thelen P.*, Sketch of the geology of Mineral King, California: California Univ. Dept. Geol. Bull., 4, p. 227—262, 1905.
239. *Koch G. S., Jr.*, The Frisco mine, Chihuahua, Mexico: Econ. Geol., v. 51, p. 1—40, 1956.
240. *Koch G. S., Jr., Link R. F.*, Distribution of metals in the Don Tomas vein, Frisco mine, Chihuahua, Mexico: Econ. Geol., v. 58, p. 1061—1070, 1963.
241. *Коржинский Д. С.*, Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 58—61, 1936.
242. *Korzhinskii D. S.*, Physiochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals: New York, Consultants Bur., Inc., 142 p., 1959.
243. *Korzhinskii D. S.*, An outline of metasomatic processes: Internat. Geology Rev., v. 6, p. 1713—1734, 1964.
244. *Korzhinskii D. S.*, The theory of systems with perfectly mobile components and processes of mineral formation: Am. Jour. Sci., v. 263, p. 193—205, 1965.
245. *Korzhinskii D. S.*, Theory of metasomatic zoning: New York, Oxford Clarendon Press, 162 p., 1970.
246. *Koski R. A., Cook D. S.*, Geology of the Christmas porphyry copper deposit, Gila County, Arizona, in: Titley S. R., ed., Advances in the geology of porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press, p. 353—374, 1981.
247. *Kral V. E.*, Mineral resources of Nye County, Nevada: Univ. Nevada Bull., Geol. Mining Ser., v. 50, 233 p., 1951.
248. *Krauskopf K. B.*, Tungsten deposits of Madera, Fresno, and Tulare Counties, Calif.: California Div. Mines Spec. Rept. 35, 83 p., 1953.
249. *Kwak T. A. P.*, The conditions of formation of the King Island scheelite contact skarn, King Island, Tasmania, Australia: Am. Jour. Sci., v. 278, p. 969—999, 1978.
250. *Kwak T. A. P., Askins P. W.*, Geology and genesis of the laminar F-Sn-W (-Be-Zn) skarn at Moina, Tasmania, Australia: Econ. Geol., v. 76, p. 439—467, 1981.
251. *Lamey C. A.*, Iron Mountain iron-ore deposits, Lava Bed district, San Bernardino County, California: California Div. Mines Bull., 129, p. 27—38, 1945.
252. *Lamey C. A.*, Shasta and California iron-ore deposits, Shasta County, California: California Div. Mines Bull. 129, pt. K., p. 139—164, 1946.
253. *Lamey C. A.*, Contact metasomatic iron deposits of California: Geol. Soc. America Bull., v. 72, p. 669—678, 1961.
254. *Langlois J. D.*, Geology of the Cyprus Pima mine, Pima County, Arizona: Arizona Geol. Soc. Digest, v. 9, p. 103—113, 1978.
255. *Lapham D. M.*, Triassic magnetite and disbase of Cornwall, Pennsylvania, in: Ridge J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933—1967 (Graton-Sales vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 72—94, 1968.
256. *Large R. R.*, Metasomatism and scheelite mineralization at Bold Head, King Island: Australasian Inst. Mining Metallurgy Proc., No. 238, p. 31—45, 1971.
257. *Larson L. P., Lowrie R. L., Leland G. R.*, Availability of tungsten at various prices from resources in the United States: U.S. Bureau of Mines Inf. Cicr., 8500, 65 p., 1971.
258. *Lasky S. G.*, Ground Hog mine, Central district, New Mexico, in: Newhouse W. H., ed., Ore deposits as related to structural features: Princeton, Princeton Univ. Press, p. 244, 1942.
259. *Lasky S. G., Hoagland A. D.*, Central mining district, New Mexico: Internat. Geol. Cong., 18th, London, 1948, Rept., Pt. 7, p. 97—110, 1950.
260. *Lehman N. E.*, The geology and pyrometasomatic ore deposits of the Washington Camp — Duquesne district, Santa Cruz County, Arizona: Unpub. Ph.D. thesis, Univ. Arizona, 285 p., 1978.
261. *Leine L.*, Geology of a magnetite deposit of the Mg-skarn type near Marbella, Spain: Econ. Geol., v. 62, p. 926—931, 1967.

262. *Lemmon D. M.*, Tungsten deposits in the Tungsten Hills, Inyo County, California: U.S. Geol. Survey Bull. 922-Q, p. 497—514, 1941.
263. *Lesnyak V. F.*, Mineralothermometric research at the Tyrny-Auz skarn ore complex, North Caucasus, in: Yermakov N. P., et al., eds., Research on the nature of mineral-forming solutions: Oxford, Pergamon Press, p. 458—489, 1965.
264. *Lindgren W.*, The copper deposits of the Clifton-Morenci district, Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. paper 43, 375 p., 1905.
265. *Lindgren W.*, A suggestion for the terminology of certain mineral deposits: Econ. Geol., v. 17, p. 292—294, 1922.
266. *Lindgren W.*, Contact metamorphism at Bingham, Utah: Geol. Soc. America Bull., v. 35, p. 507—534, 1924.
267. *Lindgren W., Ross C. P.*, The iron deposits of Daiquiri, Cuba: Am. Inst. Mining Engineers Trans., v. 53, p. 40—66, 1916.
268. *Lindgren W., Whitedead W. L.*, A deposit of jamesonite near Zimapan, Mexico: Econ. Geol., v. 9, p. 435—462, 1914.
269. *Liou J. G.*, Synthesis and stability relations of prehnite $Ca_2Al_2O_{10}(OH)_2$: Am. Mineralogist, v. 56, p. 507—531, 1971.
270. *Liou J. G.*, Synthesis and stability relations of epidote $Ca_2Al_2FeSi_3O_{12}(OH)$: Jour. Petrology, v. 14, p. 381—413, 1973.
271. *Liou J. G.*, Stability relations of andradite-quartz in the system Ca—Fe—Si—O—OH: Am. Mineralogist, v. 59, p. 1016—1025, 1974.
272. *Lisitsyn A. Y., Malinko S. V.*, Physiochemical conditions for development of borosilicates and borates in limy skarn formation: Internat. Geology Rev., v. 13, p. 1773—1780, 1971.
273. *Little H. W.*, Tungsten deposits of Canada: Canada Geol. Survey Econ. Geol. Ser. 17, 251 p., 1959.
274. *Loughlin G. F., Koschmann A. H.*, Geology and ore deposits of the Magdalena mining district, New Mexico: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 200, 168 p., 1942.
275. *Lozej G. P., Beales F.*, Stratigraphy and structure of La Encantada mine area, Coahuila, Mexico: Geol. Soc. America Bull., v. 88, p. 1793—1807, 1977.
276. *MacIssac W. F.*, Copper Mountain geology at Gaspé Copper Mines, Limited: Canadian Inst. Mining Metall. Bull., v. 62, No. 688, p. 829—836, 1969.
277. *Mackin J. H.*, Iron ore deposits of the Iron Springs deposit, southwestern Utah, in: Ridge J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933—1967 (Graton-Sales vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, v. 2, p. 992—1019, 1968.
278. *Magak'yan I. G.*, Ore deposits, Tin: Internat. Geology Rev., v. 10, p. 108—121, 1968.
279. *Magnusson N. H.*, Langbans Malmatrakt: Sveriges Geol. Undersökning, Geol. Bescrivning, 23, 116 p., 1930.
280. *Magnusson N. H.*, Iron and sulfide ores of central Sweden: Internat. Geol. Cong., 21st., Copenhagen 1960, Excurison Guides A26 and C21, 48 p., 1960.
281. *Mason D. R.*, Compositional variation in ferromagnesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of the Western Highlands, Papua New Guinea: Econ. Geol., v. 73, p. 878—890, 1978.
282. *Materikov M. P.*, Deposits of tin, in: Smirnov V. I., ed., Ore deposits of the USSR: London, Pittman, v. 3, p. 229—294, 1977.
283. *McIver J. R., Mihálik P.*, Stannian andradite from «Davib Ost», South West Africa: Canadian Mineralogist, v. 13, p. 217—221, 1975.
284. *McKnight J. F., Fellows M. L.*, Silicate mineral assembages and their relationship to sulfide mineralization, Pinos Altos mineral deposit, New Mexico: Arizona Geol. Soc. Digest, v. 11, p. 1—8, 1978.
285. *Meinert L. D.*, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea district, Sonora, Mexico: Unpub. Ph.D. thesis, Stanford Univ., 232 p., 1980.
286. *Meinert L. D.*, Evolution of metasomatic fluids by transport over large distances: An example from the Paymaster zinc skarn, Esmeralda Co., Nevada, abs.: Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 12, p. 482, 1980.
287. *Meinert L. D.*, Skarn, manto and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea mining district, Sonora, Mexico: Econ. Geol., в печати.
288. *Meinert L. D., Newberry R. J., Einaudi M. T.*, An overview of tungsten, copper and zinc-bearing skarns in western North America: U.S. Geol. Survey Open File Rept., 81—355, p. 303—327, 1980.
289. *Meyer C., Hemley J. J.*, Wall rock alteration, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Holt, Rinehart and Winston, p. 166—235, 1967.
290. *Milovskiy G. A., Zlenko B. F., Gubanov A. M.*, Condition of ofrmation of scheelite ores in the Chorukh-Dayron mineralized area (as revealed by a study of gas-liquid inclusions): Geochem. Internat., v. 12, p. 45—52, 1978.
291. *Mitchell A. H., Bell J. D.*, Island-arc evolution and related mineral deposits: Jour. Geology, v. 81, p. 381—405, 1973.

292. *Mitchell A. H. G., Garson M. S.*, Mineralization at plate boundaries: Minerals Sci. Eng., v. 8, p. 129—169, 1976.
293. *Molnar P., Atwater T.*, Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere: Earth Planet. Sci. Letters, v. 41, p. 330—340, 1978.
294. *Moolick R. T., Durek J. J.*, The Morenci district, in: Titley S. R., Hicks C. L., eds., Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press, p. 221—232, 1966.
295. *Moore W. J., Nash J. T.*, Alteration and fluid inclusion studies of the porphyry copper ore body at Bingham, Utah: Econ. Geol., v. 69, p. 631—645, 1974.
296. *Morgan B. A.*, Mineralogy and origin of skarns in the Mount Morrison pendant, Sierra Nevada, California: Am. Jour. Sci., v. 275, p. 119—142, 1975.
297. *Mossman D. J., Pawson D. J.*, X-ray and optical characterization of the fosterite-fayalite-tephroite series with comments on knebelite from Bluebelle mine, British Columbia: Canadian Mineralogist, v. 14, p. 479—486, 1976.
298. *Mueller R. F.*, Analysis of relations among Mg, Fe and Mn in certain metamorphic minerals: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 25, p. 267—296, 1961.
299. *Mueller R. F.*, System CaO — MgO — FeO — SiO_2 — C — H_2 — O_2: Some correlations from nature and experiment: Am. Jour. Sci., v. 273, p. 152—170, 1973.
300. *Mulligan R., Jambor J. L.*, Tin-bearing silicates from skarn in the Cassiar district, northern British Columbia: Canadian Mineralogist: v. 9, p. 358—370, 1968.
301. *Murayama K.*, Report on the geology and ore deposit of the Chu Cheng Tzu lead mine, Manchuria: Ryojun Coll. Eng., Mem. 13, 1940.
302. *Murayama K.*, Report on the geology and ore deposit of Teinpaoshan mine, Manchuria: Ryojun Coll. Eng. Mem., 13, 1940.
303. *Nekrasov I. Y.*, Features of tin mineralization in carbonate deposits, as in eastern Siberia: Internat. Geology Rev., v. 13, p. 1532—1542, 1971.
304. *Neumann E. R.*, Compositional relations among pyroxenes, amphiboles and other mafic phases in the Oslo Region plutonic rocks: Lithos, v. 9, p. 85—109, 1976.
305. *Newberry R. J.*, The importance of stratigraphy and structure of Sierran metamorphic rocks in the development of economic tungsten deposits, abs.: Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 11, p. 120, 1979.
306. *Newberry R. J.*, Systematics in W—Mo—Cu skarn formation in the Sierra Nevada: An overview (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 11, p. 486, 1979.
307. *Newberry R. J.*, The geology and chemistry of skarn formation and tungsten deposition in the central Sierra Nevada, California: Unpub. Ph.D. thesis, Stanford Univ., 325 p., 1980.
308. *Newberry R. J.*, The geochemistry of tungsten deposition in skarn deposits — a field and theoretical approach (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 12, p. 492, 1980.
309. *Newberry R. J., Einaudi M. T.*, Tectonic and geochemical setting of tungsten skarn deposits in the Cordillera: Symposium on Tectonics and Ore Deposits, Tucson, Ariz., March 19—20, 1981, Proc., в печати.
310. *Nielson R. L.*, Mineralization and alteration in calcareous rocks near the Santa Rita stock, New Mexico: New Mexico Geol. Soc., Guidebook, 21st Field Conf., p. 133—139, 1970.
311. *Nokleberg W. J.*, Geologic setting, petrology, and geochemistry of zoned tungsten-bearing skarns at the Strawberry mine, Central Sierra Nevada, California: Econ. Geol., v. 76, p. 111—133, 1981.
312. *Nolan T. B.*, The gold hill mining district, Utah: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 177, 172 p., 1935.
313. *Ohmoto H., Rye R. O.*, The Bluebell mine, British Columbia, I. Mineralogy, paragenesis, fluid inclusions, and the isotopes of hydrogen, oxygen and carbon: Econ. Geol., v. 65, p. 417—437, 1970.
314. *Ohmoto H., Rye R. O.*, Isotopes of sulfur and carbon, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Wiley, p. 509—567, 1979.
315. *Okuno T.*, Skarns in the Kamioka mine: Okayama Univ. Inst. Thermal Springs Research Paper 34, p. 63—94, 1964.
316. *Orr D.*, The Mount Bischoff tin deposit: Internat. Geol. Cong., 25th, Sydney 1976, Excursion Guide 31 AC, p. 19—23, 1976.
317. *Palmer K. C.*, The Cleveland tin deposit: Internat. Geol. Cong., 25th, Excursion Guide 31AC, p. 27—31, 1976.
318. *Park C. F., McDiarmid R. A.*, Ore deposits, 3rd ed.: San Francisco, W. H. Freeman, 529 p., 1972.
319. *Park F. B.*, Equilibrium temperature, P_{S_2} and P_{O_2} during formation of the Marmoraton pyrometasomatic iron deposit: Econ. Geol., v. 60, p. 1366—1379, 1965.
320. *Pattee E. C.*, Tungsten resources of Montana: Deposits of the Mount Torrey batholith, Beaverhead County: U.S. Dept. Interior, Bur. Mines Rept. Inv., 5552, 41 p., 1960.

321. *Patterson D. J.*, The Renison tin deposit: Internat. Geol. Cong., 25th, Sydney, 1978, Excursion Guide 31AC, p. 36—41, 1976.
322. *Patterson D. J.*, *Ohmoto H.*, *Solomon M.*, Geological setting and genesis of cassiterite-sulfide ore deposits at Renison Bell, western Tasmania: Econ. Geol., v. 76, p. 393—438, 1981.
323. *Peabody C. E.*, Geology and petrology of a tungsten skarn: El Jaralito Baviacora, Sonora, Mexico: Unpub. M.S. thesis, Stanford Univ., 90 p., 1979.
324. *Permingeat F.*, Le gisement de molybdène, tungstène et cuivre d'Azégour (Haut Atlas), étude pétrographique et metallogénique: Maroc Service Geol. Notes et Mem. 141, 284 p., 1957.
325. *Perry D. V.*, Genesis of the contact rocks at the Christmas mine, Gila County, Arizona: Ph.D. thesis, Univ. Arizona, 229 p., 1968.
326. *Perry D. V.*, Skarn genesis at the Chr stmas mine, Gila County, Arizona: Econ. Geol., v. 64, p. 255—270, 1969.
327. *Pertsev N. N.*, Skarns as magmatic and postmagmatic formations: Internat. Geology Rev., v. 16, p. 572—582, 1974.
328. *Peters T.*, *Valarelli J. N.*, *Coutinho J. M. V.*, *Sommerauer J.*, *von Raumer J.*, The manganese deposits of Buritirama (Para, Brazil): Schweizer Mineralog. Petrog. Mitt., v. 57, p. 313—327, 1977.
329. *Petersen U.*, Regional geology and major ore deposits of central Peru: Econ. Geol., v. 60, p. 407—476, 1965.
330. *Phan K. D.*, Skarns et minéralisations associés: Chronique Mines Recherches Minière, v. 37, p. 292—311, 339—362, 1969.
331. *Pokalov*, Deposits of molybdenum, in: Smirnov V. I., ed., Ore deposits of the USSR: London, Pittman, v. 3, p. 125—179, 1977.
332. *Poty B.*, *Holland H. D.*, *Borgsik M.*, Solution-mineral equilibrium in the system $MgO—SiO_2—H_2O—MgCl_2$ at 500 °C and 1 kbar: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 36, p. 1101—1113, 1972.
333. *Prescott B.*, The main mineral zone of the Santa Eulalia district, Chihuahua: Am. Inst. Mining Engineers Trans., v. 51, p. 57—99, 1916.
334. *Proffett J. M.*, *Jr.*, Ore deposits of the western United States — A summary: Nevada Bur. Mines Geology Rept., 33, p. 13—32, 1978.
335. *Ramdohr P.*, Ein Zinnvorkommen bei Arandis, Deutsch Sudwestafrica: Neues Jahrb. Beil., v. 70A, p. 1—48, 1935.
336. *Ransom D. M.*, *Hunt F. L.*, Cleveland tin mine, in: Knight C. L., ed., Economic geology of Australia and Papua — New Guinea: 1. Metals: Melbourne, Australasian Inst. Mining Metallurgy Mon., 5, p. 584—591, 1975.
337. *Reeves R. G.*, *Shawe F. R.*, *Kral V. E.*, Iron ore deposits of west-central Nevada: Nevada Bur. Mines Bull., 53, 1958.
338. *Reiter B. E.*, Controls on lead-zinc mineralization, Iron Cap mine area, Aravaipa district, Graham County, Arizona (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 13, p. 103, 1981.
339. *Richard K.*, *Courtright J. H.*, Some geologic features of the Mission copper district: Arizona Geol. Soc. Guidebook, 2, p. 201—204, 1959.
340. *Richard K.*, *Courtright J. H.*, Structure and mineralization at Silver Bell, Arizona, in: Titley S. R., Hicks C. L., eds., Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Univ. of Arizona Press, p. 157—164, 1966.
341. *Ridge J. D.*, Annotated bibliographies of mineral deposits in Africa, Asia (exclusive of the USSR) and Australasia: Oxford, Pergamon Press, 545 p., 1976.
342. *Rinehart C. D.*, *Ross D. C.*, Economic geology of the Casa Diablo Mountain quadrangle, California: California Div. Mines Spec. Rept., 48, 17 p., 1956.
343. *Rinehart C. D.*, Geology and mineral deposits of the Mount Morrison quadrangle, Sierra Nevada, California: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 385, 106 p., 1964.
344. *Roedder E.*, Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits of Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado: Econ. Geol., v. 66, p. 98—120, 1971.
345. *Roedder E.*, Composition of fluid inclusions: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 440-JJ, 164 p., 1972.
346. *Rose A. W.*, Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits: Econ. Geol., v. 65, p. 920—936, 1970.
347. *Rose A. W.*, *Baltosser W. W.*, The porpyry copper deposit at Santa Rita, New Mexico, in: Titley S. R., Hicks C. L., eds., Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America: Tucson, Univ. Arizona Press, p. 205—220, 1966.
348. *Rose A. W.*, *Burt D. M.*, Hydrothermal alteration, in: Barnes H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits: New York, Wiley, p. 173—235, 1979.
349. *Rostad O.*, The use of geochemistry at the Bald Butte molybdenite prospect, Lewis and Clark County, Montana: Colorado Sch. Mines Quart., v. 64, No. 1, p. 437—449, 1969.
350. *Rubright R. D.*, *Hart O. J.*, Non-porphyry ores of the Bingham district, Utah, in:

Ridge J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933—1967 (Graton-Sales vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 886—908, 1968.
351. *Russell A.*, On rhodonite and tephroite form Treburland manganese mine, Atarnun, Cornwall: and on rhodonite from other localites in Cornwall and Devonshire: Mineralog. Mag., v. 27, p. 221—235, 1946.
352. *Sainsbury C. L.*, Geology of the Lost River mine area, Alaska: U.S. Geol. Survey Bull., 1129, 80 p., 1964.
353. *Sainsbury C. L.*, Association of beryllium with tin deposits rich in fluorite: Econ. Geol., v. 59, p. 920—929, 1964.
354. *Sainsbury C. L.*, Tin and beryllium deposits of the central York Mountains, western Seward Peninsula, Alaska, in: Ridge J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933—1967 (Graton-Sales vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 1555—1573, 1968.
355. *Saksela M.*, Mineralogy, and origin of the Pitkaranta ore bodies: Comm. Geol. Finlande Bull., v. 24, p. 181—231, 1951.
356. *Samonov I. Z., Pozharisky I. E.*, Deposits of copper, in: Smirnov V. I., ed., Ore deposits of the USSR: London, Pittman, v. 2, p. 106—181, 1977.
357. *Samson R. J., Tucker W. B.*, Mineral resources of Mono County: California Jour. Mines Geology, v. 36, p. 117—156, 1940.
358. *Sangster D. F.*, The contact metasomatic magnetite deposits of southwestern British Columbia: Canada Geol. Survey Bull. 172, 85 p., 1969.
359. *Sato K.*, Tungsten skarn deposits of the Fujigatani mine, southwest Japan: Econ. Geol., v. 75, p. 1066—1082, 1980.
360. *Sawkins F. J.*, Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics: Jour. Geology, v. 80, p. 377—397, 1972.
361. *Schaller W. T.*, Johannsenite, a new manganese pyroxene: Am. Mineralogist, v. 23, p. 575—582, 1938.
362. *Scherba G. N.*, Greisens: Internat. Geology Rev., v. 12, p. 114—151, 1970.
363. *Schmidt E. A., Worthington J.*, Geology and mineralization of the Cannivan Gulch molybdenum deposit, Beaverhead County, Montana, abs.: Geol. Assoc. Canada, Program with Abstracts, v. 2, p. 46, 1977.
364. *Schmitt H. A.*, Geologic notes on the Santa Barbara area of the Parral district of Chihuahua, Mexico: Eng. Mining Jour., v. 126, p. 407—410, 1928.
365. *Schmitt H. A.*, The Pewabic mine, New Mexico: Geol. Soc. America Bull., v. 50, p. 777—818, 1939.
366. *Schreyer W.*, Experimental metamorphic petrology at low pressures and high temperatures, in: Bailey D. K., ed., The evolution of the crystalline rocks: London, Academic Press, p. 261—331, 1976.
367. *Schultz J., Hamann R.*, El Mochito: A good mine taxed to the hilt: Eng. Mining Jour., Nov. 1977, p. 166—183, 1977.
368. *Schumacher F.*, The ore deposits of Yugoslavia and the development of its mining industry: Econ. Geol., v. 49, p. 451—492, 1954.
369. *Shannon F. G.*, Some unique geological features at the Bluebell mine, Riondel, British Columbia: State Washington Div. Mines Bull., 61, p. 107—120, 1970.
370. *Shcheglov A. D., Butkevich T. V.*, Deposits of tungsten, in: Smirnov V. I., ed., Ore deposits of the USSR: London, Pittman, v. 3, p. 180—228, 1977.
371. *Sheppard S. M. F., Taylor H. P.*, Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water in the Boulder batholith and the Butte ore depoists, Montana: Econ. Geol., v. 69, p. 926—946, 1974.
372. *Shimazaki H.*, Pyrometasomatic copper and iron ore deposits of the Yaguki mine, Fukushima Prefecture, Japan: Univ. Tokyo Fac. Sec. Jour., sec. 2, v. 17, p. 317—350, 1969.
373. *Shimazaki H.*, The ratios of Cu/Zn-Pb of pyrometasomatic deposits in Japan and their genetic implications: Econ. Geol., v. 70, p. 717—724, 1975.
374. *Shimazaki H.*, Grossular-spessartine-almandine garnets from some Japanese scheelite skarns: Canadian Mineralogist, v. 15, p. 74—80, 1977.
375. *Shimazaki H.*, Main characteristics of non-porphyry skarn deposits in Japan (abs.): Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 10, p. 147, 1978.
376. *Shimazaki H.*, Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan: Econ. Geol., v. 75, p. 173—183, 1980.
377. *Shiobara K.*, Decrepitation temperatures and chemical characteristics of the mineral species from the Kamioka mine: Mining Geology, v. 11, p. 344—349, 1961.
378. *Shoji T.*, Role of temperature and CO_2 pressure in the formation of skarn and its bearing on mineralization: Econ. Geol., v. 70, p. 739—749, 1975.
379. *Sigurdson D. R.*, Mineral paragenesis and fluid inclusion themometry at four western

U.S. tungsten deposits: Unpub. Ph. D. thesis, Univ. California, Riverside, 214 p., 1974.
380. *Sillitoe R. H.*, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: Econ. Geol., v. 67, p. 184—197, 1972.
381. *Sillitoe R. H.*, Metallogeny of an Andean-type continental margin in South Korea — implications for opening of the Japan Sea, in: Talwani M., Pitman W. C., III, eds., Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins: Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., 1, p. 303—310, 1977.
382. *Simons F. S.*, Geology and ore deposits of the Zimapan mining district, Mexico: Ph.D. thesis, Stanford Univ., 237 p., 1951.
383. *Simons F. S.*, Geology of the Klondyke quadrangle, Graham and Pinal Counties, Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 461, 173 p., 1964.
384. *Simons F. S.*, Mesozoic stratigraphy of the Patagonia mountains and adjoining areas, Santa Cruz County, Arizona: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 658-E, p. E1—E23, 1972.
385. *Simons F. S.*, Geologic map and sections of the Nogales and Lochiel quadrangles, Santa Cruz County, Arizona: U.S. Geol. Survey Misc. Geol. Inv. Map I-762, 1974.
386. *Simons F. S.*, *Munson E.*, Johannesenite from the Aravaipa mining district, Arizona: Am. Mineralogist, v. 48, p. 1154—1158, 1963.
387. *Simonson B. M.*, The igneous petrology of the Minas de Oro quadrangle, Honduras: B. A. thesis, Weslevan Univ., 58 p., 1972.
388. *Sims P. K.*, Geology and magnetite deposits of Dover district, Morris County, New Jersey: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 287, 162 p., 1958.
389. *Sims S. J.*, The Grace mine magnetite deposits, Berks County, Pennsylvania, in: Ridge J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933—1967 (Graton-Sales vol.): New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, p. 108—124, 1968.
390. *Skippen G. B.*, Experimental data for reactions in siliceous marbles: Jour. Petrology, v. 79, p. 457—481, 1971.
391. *Skippen G. B.*, An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble: Am. Jour. Sci., v. 274, p. 487—509, 1974.
392. *Slaughter J.*, *Kerrick D. M.*, *Wall V. J.*, Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system $CaO—MgO—SiO_2—H_2O—CO_2$: Am. Jour. Sci., v. 275, p. 143—162, 1975.
393. *Смирнов В. И.*, Геология полезных ископаемых, изд. 3.— М.: Недра, 688 с., 1976.
394. *Smirnov V. I.*, *Gorshevsky*, Deposits of lead and zinc, in: Smirnov V. I., ed., Ore deposits of the USSR: London, Pittman, v. 2, p. 182—256, 1977.
395. *Smith L. L.*, Magnetite deposits of French Creek, Pennsylvania: Pennsylvania Geol. Survey, 4th ser., Bull., M14, 52 p., 1931.
396. *Smith W. C.*, *Guild P. W.*, Tungsten deposits of the Nightingale district, Pershing Co., Nevada: U.S. Geol. Sirvey Bull., 936-B, p. 39—58, 1942.
397. *Smythe D. D.*, A contact metamorphic iron-ore deposit near Fairview, New Mexico: Econ. Geol., v. 16, p. 410—418, 1921.
398. *Sokolov G. A.*, *Grigor'ev V. M.*, Deposits of iron, in: Smirnov V. I., ed., Ore deposits of the USSR: London, Pittman, v. 1, p. 7—113, 1977.
399. *Sokolov G. A.*, *Komarov P. V.*, On the relationship between metalliferous greisens and skarns Internat. Geol. Cong., 23rd, Prague, 1968, Proc., v. 7, p. 305—312, 1968.
400. *Soler P.*, Geologie du gisement de Salau: Bur. Recherches Geol. Min. Mem., 99, p. 205—216, 1980.
401. *Solomon M.*, Tin ore deposits of Mount Bischoff: Commonwealth Mining Metall. Cong., 8th, Melbourne, 1965, Proc., v. 1, p. 501—502, 1965.
402. *Sonnevil R. A.*, Evolution of skarn at Monte Cristo, Nevada: Unpub. M.S. thesis, Stanford Univ., 83 p., 1979.
403. *Sorenson R. E.*, The geology and ore deposits of the South Mountain mining district, Owyhee County, Idaho: Idaho Bur. Mines Geology Pamph., 22, 47 p., 1927.
404. *South D. L.*, Sulfide zoning at the Lakeshore copper deposit, Pinal County, Arizona: M.S. thesis, Univ. Arizona, 79 p., 1972.
405. *Spencer F. N., Jr.*, The geology of the Aguilar lead-zinc mine, Argentina: Econ. Geol., v. 45, p. 405—433, 1950.
406. *Spurr J. E.*, *Garrey G. H.*, Ore deposits of the Velardena district, Mexico: Econ. Geol., v. 3, p. 688—725, 1908.
407. *Spurr J. E.*, *Garrey G. H.*, *Fenner C. N.*, Study of a contact metamorphic ore-deposit—the Dolores mine, at Matehuala, S.L.P., Mexico: Econ. Geol., v. 7, p. 444—484, 1912.
408. *Stemprok M.*, *Škvor P.*, Composition of tin-bearing granites from the Krusne-hory metallic province of Czechoslovakia: Sbornik Geolog. Véd., Ložicková Geol., v. 16, p. 7—87, 1974.
409. *Stephenson J. S.*, Tungsten deposits of British Columbia (rev. ed.): British Columbia Dept. Mines Bull., 10, 174 p., 1943.
410. *Stephenson J. S.*, Chalco group, in: Little H. W., Tungsten deposits of Canada: Geol. Survey Canada, Econ. Geol., ser. 17, p. 75—78, 1959.
411. *Stevens B.*, Kanimblan postkinematic granites, in: Markham N. L., Baden **H., eds.,**

The mineral deposits of New South Wales: New South Wales Geol. Survey, p. 308—317, 1974.
412. *Stone J. G.*, Ore genesis in the Naica district, Chihuahua, Mexico: Econ. Geol., v. 54, p. 1002—1034, 1959.
413. *Superceanu C. I.*, Die Kupfer-Molybdanvererzungen der Clememtis-Grube im Kontaktgebiet von Oravitza/Banat: Mineralium Deposita, v. 10, p. 305—314, 1975.
414. *Surles T. L.*, Chemical and thermal variations accompanying formation of garnet skarns near Patagonia, Arizona: Unpub. M.S. thesis, Univ. Arizona, 54 p., 1978.
415. *Suzuki J.*, The contact metamorphic ore deposits in the environse of the Ofuku mine, Province of Nagato, Japan: Hokkaido Imperial Univ. Fac. Sci. Jour., ser. 4, v. 2, p. 69—131, 1932.
416. *Sweeney M. J.*, Geochemistry of garnets from the Nort ore shoot, Bingham district, Utah: M.S. thesis, Univ. Utah, 154 p., 1980.
417. *Takahashi M., Aramaki S., Ishihara S.*, Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids: Soc. Mining Geologists Japan Spec. Issue, 8, p. 13—28, 1980.
418. *Takenouchi S.*, Malayaite, in: Imai H., ed., Geological studies of the mineral deposits in Japan and east Asia: Tokyo, Univ. Tokyo Press, p. 212—216, 1978.
419. *Tan T. H., Kwak T. A. P.*, The measurement of the thermal history around the Grassy granodiorite, King Island, Tasmania by the use of fluid inclusion data: Jour. Geology, v. 87, p. 43—54, 1979.
420. *Tanelli G.*, Glacimenti a skarn della Toscana: Soc. Italiana Mineralog. Petrolog. Rendiconto, v. 33, p. 875—903, 1977.
421. *Тарасов В. А.*, Некоторые закономерности формирования скарново-полиметаллических месторождений Курусая.— Геохимия, № 7, 805—812 с., 1966.
422. *Taylor B. E.*, Origin and significance of C—O—H fluids in the formation of Ca—Fe—Si skarn, Osgood Mountains, Humboldt Co., Nevada: Unpub. Ph.D. thesis, Stanford Univ., 149 p., 1976.
423. *Taylor B. E., Liou J. G.*, The low-temperature stability of andradite in C—O—H fluids: Am. Mineralogist, v. 63, p. 378—393, 1978.
424. *Taylor B. E., O'Neil J. R.*, Stable isotope studies of metasomatic Ca—Fe—Al—Si skarns and associated metamorphic and ingeous rocks, Osgood Mountains, Nevada: Contr. Mineralogy Petrology, v. 63, p. 1—49, 1977.
425. *Taylor H. P., Jr.*, The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneous rocks: Earth Planet. Sci. Letters, v. 47, p. 243—254, 1980.
426. *Taylor H. P., Jr., Sulver L. T.*, Oxygen isotope relationships in plutonic igneous rocks of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California: U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 78—701, p. 423—426, 1978.
427. *Taylor R. G.*, Geology of tin deposits: Amsterdam, Elsevier, 543 p., 1979.
428. *Tell I.*, Hydrothermal studies of fluorine metamorphic reactions in siliceous dolomite: Contr. Mineralogy Petrology, v. 43, p. 99—110, 1974.
429. *Terrones A. J.*, Structural control of contact metasomatic deposits in the Peruvian cordillera: Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers Trans., v. 211, p. 365—372, 1958.
430. *Theodore T. G., Blake D. W.*, Geology and geochemistry of west ore body and associated skarns, Copper Canyon porphyry copper deposits, Lander County, Nevada: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 748-C, 95 p., 1978.
431. *Thompson A. B.*, Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schist: Jour. Petrology, v. 16, p. 314—346, 1975.
432. *Thompson J. B., Jr.*, Local equilibrium in metasomatic processes, in: Abelson P. H., ed., Researches in geochemistry: New York, Wiley, v. 1, p. 427—457, 1959.
433. *Tilley C. E.*, Bustamite from Treburland manganese mine, Cornwall, and its paragenesis: Mineralog. Mag. and Jour. Mineralog. Soc., v. 27, p. 236—241, 1946.
434. *Tilley C. E.*, The zoned contact-skarns of the Broadford area, Skye: Mineralog. Mag., v. 29, p. 621—666, 1951.
435. *Tischendorf G.*, Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization, in: Štemprok M., Vurnol L., and Tischendorf G., eds., Metalization associated with acid magmatism: Prague, Czechoslovakia Geol. Survey, v. 2, p. 41—96, 1977.
436. *Titley S. R.*, Genesis and control of the Linchburg ore body, Socorro County, New Mexico: Econ. Geol., v. 56, p. 695—722, 1961.
437. *Tokunaga M.*, On the zoned skarn including bustamite, ferroan johannesenite, and manganoan hedenbergite from Nakatatsu mine, Fukui Prefecture, Japan: Tokyo Kyioka Diagaku Sci. Rept., sec. C, v. 9, p. 67—87, 1965.
438. *Толак А. А., Федчин Г. Ф.*, Vertical metasomatic zonality in the tin deposits of the Soviet Far East and its significance in estimating the amount of ore mineralization at depths: Internat. Geology Rev., v. 12, p. 1191—1198, 1970.

439. *Tsusue A.*, Contact metamorphic iron and copper ore deposits of the Kamaishi mining district, northeastern Japan: Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sec. 2, v. 13, pt. 2, p. 133—179, 1961.
440. *Umpleby J. B.*, Geology and ore deposits of Lemi County, Idaho: U.S. Geol. Survey Bull., 528, 182 p., 1913.
441. *Umpleby J. B.*, The occurrence of ore on the limestone side of garnet zones: Univ. California, Berkeley, Dept. Geol. Bull., v. 10, p. 25—37, 1916.
442. *Umpleby J. B.*, Geology and ore deposits of the Mackay region, Idaho: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 97, 129 p., 1917.
443. *Uyeda S.*, *Miyashiro A.*, Plate tectonics and Japanese Islands: A synthesis: Geol. Soc. America Bull., v. 85, p. 1159—1160, 1974.
444. *Verkaeren J.*, Les granats biréfringents des skarns à magnétite de San Leone (Sardaigne SW): Soc. Français Mineralogie Cristallographie, v. 94, p. 492—499, 1971.
445. *Verkaeren J.*, Les skarns à magnetite de San Leone, Sardaigne sud-Occidentale: Inst. Géol. Univ. Louvain, v. 27, No. 2, 163 p., 1974.
446. *Verkaeren J.*, *Bartholomé P.*, Petrology of the San Leone magnetic skarn deposit (S. W. Sardinia): Econ. Geol., v. 74, p. 53—66, 1979.
447. *Vidale R.*, Metasomatism in a chemical gradient and the formation of calc-silicate bands: Am. Jour. Sci., v. 267, p. 857—874, 1969.
448. *Vidale R.*, *Hewitt D. W.*, «Mobile» components in the formation of clac-silicate bands: Am. Mineralogist, v. 58, p. 991—997, 1973.
449. *Vokes F.*, Molybdenum deposits of Canada: Canada Geol. Survey Econ. Geol. Rept., 20, 332 p., 1963.
450. *Walker D. D.*, Tungsten resources of western Montana: miscellaneous deposits: U.S. Bur. Mines Rept. Inv., 6334, 60 p., 1963.
451. *Walther J. V.*, *Helgeson H. C.*, Description and interpetation of metasomatic phase relations at high pressures and temperatures. 1. Equilibrium activities of ionic species in nonideal mixtures of CO_2 and H_2O: Am. Jour. Sci., v. 280, p. 575—606, 1980.
452. *Wandke A.*, *Moore T. G.*, Pyrometasomatic vein deposits at Tepezala, Aguascalientes, Mexico: Econ. Geol., v. 30, p. 765—782, 1935.
453. *Wang C. C.*, *Hsiung Y. H.*, The cassiterite-arsenopyrite pipes in southern Hunen, China: China Geol. Survey B., No. 26, p. 75—111, 1935.
454. *Watanabe T.*, On the occurrence and paragenesis of magnesium-borate minerals in dolomite contact skarns: Jour. Mining Soc. Japan, v. 3, p. 747—762, 1958.
455. *Watanabe T.*, Characteristic features of ore deposits found in contact-metamorphic aureoles in Japan: Internat. Geology Rev., v. 2, p. 946—966, 1960.
456. *Watson D. P.*, Rhenium: New South Wales Geol. Survey, No. 46, p. 15., 1970.
457. *Watson J.*, Influence of crustal evolution on ore deposition: Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Trans., sec. B, v. 82, p. B107—B113, 1973.
458. *Weld C. M.*, Notes on an iron-ore deposit near Hong Kong, China: Am. Inst. Mining Engineers Trans., v. 50, p. 236—245, 1914.
459. *Westervelt R. D.*, An investigation of the sulphide mineralization at the Kootenay Chief ore body, Bluebell mine, B. C.: Unpub. M.S. thesis, Queen's Univ., Kingston, 1960.
460. *Whishaw Q. C.*, The Jersey lead-zinc deposit, Salmo, B.C.: Econ. Geol., v. 49, p. 521—529, 1954.
461. *White A. J. R.*, *Beams S. D.*, *Cramer J. J.*, Granitoid types and mineralization with special reference to tin: 7th CPPP Mtg. Proc., Toyama, Japan, p. 89—100, 1977.
462. *Whitney J. A.*, *Stormer J. C., Jr.*, Geothermometry and geobarometry in epizonal granitic intrusions: A comparison of iron-titanium oxides and coexisting feldspars: Am. Mineralogist, v. 61, p. 751—761, 1976.
463. *Whitney J. A.*, *Simon F. O.*, *Hemley J. J.*, *Davis N. F.*, Iron concentrations in chlorine solutions equilibrated with synthetic quartz monzonite assemblages, pt. 1: sulfur free systems, abs.: Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 11, p. 540, 1979.
464. *Williams G. J.*, *Mackie J. B.*, *Sanderson F. G.*, Economic minerals at Canaan, northwest Nelson: Sixth Mining Conf. Otago Univ., New Zealand, Proc., paper 140, 1959.
465. *Wright W. A.*, Skarn formation at Pine Creek mine, Bishop, California: Unpub. Ph.D. thesis, Univ. California, Berkeley, 135 p., 1973.
466. *Yoshimura T.*, Studies on the minerals from the manganese deposit of the Kaso mine. Japan: Hokkaido Imperial Univ. Fac. Sci. Jour., ser. 4, Geol. and Mineral., v. 4, p. 316—451, 1939.
467. *Yun S.*, Geology and skarn ore mineralization of the Yeonhwa-Ulchin zinc-lead mining district SE Tagbaggsan region Korea: Unpub. Ph.D. thesis, Stanford Univ., 184 p., 1979.
468. *Zaw U. K.*, The Cantung E-zone ore body, Tungsten, Northwest Territories — A major scheelite skarn deposit: Unpub. M.S. thesis, Queen's Univ., Kingston, Ont., 327 p., 1976.

469. *Zaw U. K.*, *Clark A. H.*, Fluoride-hydroxyl ratios of skarn silicates, Cantung E-zone scheelite orebody, Tungsten, Northwest Territories: Canadian Mineralogist, v. 16, p. 207—221, 1978.
470. *Zharikov V. A.*, Skarns: Internat. Geology Rev., v. 12, p. 541—559, 619—647, 760—775, 1970.
471. *Zharikov V. A.*, *Vlasova D. K.*, Alteration and mineralization in the skarns of the Maikhura deposit: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal, 1972, Sec. Rept. 4, p. 509—518, 1972.
472. *Zhelyaskova-Panajotova M.*, *Petrussenko S.*, *Iliev Z.*, Tungsten and bismuth-bearing skarns of the Sangdong type from the region of the Seven Rila Lakes in Bulgaria: Internat. Geol. Cong., 24th, Montreal, 1972, Sec. Rept., 4, p. 519—522, 1972.

Предметный указатель

Аббабис, группа 110
Абитиби, пояс 22, 27, 38
Австралийская плита 252, 257, 270, 276
Аггенейс, месторождение 185, 193
Агилар, месторождение 450, 459, 460
Агостинью, месторождение 119, 120
Аданак, месторождение 337, 338
Аделаида, геосинклиналь 137
Азгур, месторождение 431, 463, 464
Айванпа, месторождение 428
Айдахо-Спрингс, формация 388, 389
Айленд-Коппер, месторождение 255
Айрон-Дак, рудник 416
Айрон-Кинг, рудник 416
Айрон-Куин, рудник 416
Айрон-Маунтин, месторождение 416, 417, 422, 431, 477
Айрон-Ривер, месторождение 193
Айрон-Спрингс, месторождение 416
Айсо (Фрейзер), разлом 117
Акатани, месторождение 435
Акута, месторождение 92
Алгома, кварциты 13, 36, 49
Алгома, месторождение 36, 46, 48
Алданский щит 160, 161
Аллигейтор-Риверс, месторождение 73, 106
Алма, месторождение 390
Алпайн, рудник 430
Алтын-Топкан, месторождение 459, 461
Альпийско-Гималайский пояс 59
Амброзия-Лейк, месторождение 92, 130, 132
Американская плита 275
Амитсок, гнейсы 36
Андерсон, рудник 123
Андский батолит 253, 254, 269
Андский пояс 45, 58
Анкомпагре, поднятие 124
Антамина, месторождение 254, 435, 441
Антильская дуга 262, 263
Апекс, месторождение 390
Аравейпа, месторождение 454, 459, 461, 462
Арандис, месторождение 474
Арендаль, месторождение 407, 416
Арлит, месторождение 73, 92
Атабаска, бассейн 73, 99, 100
Атабаска, формация 96—102, 109
Аток, месторождение 23
Афтон, месторождение 255, 262, 273
Ахо, месторождение 259, 260, 272
Аякс (Дак-Ривер), месторождение 337, 338
Бабин-Лейк, месторождение 258, 261
Багдад, месторождение 282, 288
Багио, месторождение 421
Бакингем, месторождение 337—339
Банкрофт, месторождение 73, 91, 109, 110, 141
Барбертон, система 48, 49
Барни-Крик, формация 202
Батерст, авлакоген 58
Батерст, граниты 464
Батл-Маунтин, месторождение 276
Батчелор, группа 103
Баченс, авлакоген 58
Бвана-Мкубва, месторождение 185
Беатрис, месторождение 467—469
Бейли, месторождение 430
Бейсмент, разлом 194, 207
Белл, месторождение 255, 258, 273, 288, 298, 309
Белт, надгруппа 32
Бен-Бен, месторождение 454, 456, 459, 461, 462
Берг, месторождение 255
Берегового хребта батолит 254, 255
Берстолл, массив 121
Берч-Крик, месторождение 431
Бесси, группа 7
Бесси, месторождение 27
Биверлодж, месторождение 73, 91, 108, 113—115, 117, 119
Биверлодж-Дистрикт, месторождение 96
Биг-Бен, месторождение 337, 338
Бингем, месторождение 42, 61, 185, 248, 261, 263, 264, 266, 267, 270, 276, 281, 286, 288, 296, 299, 435, 437, 439, 443, 446, 447, 491, 493
Бингем-Каньон, рудное тело 277
Бисби, рудное тело 268, 272, 444
Бисмарка батолит 258, 276
Бишоп, месторождение 423, 424
Благодатненское месторождение 468
Блайнд-Ривер, месторождение 73, 91—95
Блида, месторождение 7
Блу-Белл, месторождение 435
Блубелл, месторождение 456, 459, 462
Блэк-Лейк, разлом 96
Блэк-Маунтин, месторождение 185
Блэк-Рок, рудник 424, 425, 430, 432, 484, 494
Бодмин-Мур, шток 456

Бодуин, месторождение 185
Бокен-Маунтин, месторождение 73, 91, 120
Бокен-Маунтин, сиениты 119
Болд-Бьютт, месторождение 463, 466
Болео, месторождение 156, 164, 166, 185, 186, 194, 197, 198, 200—202, 207, 223
Бон-Валли, формация 92
Бор, месторождение 288
Борес-Пасс — Брекенридж — Суон-Маунтин, интрузивный комплекс 389
Босс-Маунтин, месторождение 337, 338
Босуэлл-Ривер (Тинтина-Силвер), месторождение 337, 338
Боулдер, батолит 42
Боулдер-Крик, месторождение 463
Бощекуль, месторождение 57, 285
Браден, месторождение 288
Бразильский щит 423
Брансуик, месторождение 185
Браунс-Лейк, месторождение 426, 431, 477
Браши-Бейсин, пачка 131, 137
Брекенридж, месторождение 390
Бренда, месторождение 255, 263, 264
Брокен-Хилл, месторождение 6, 31, 32, 48, 54, 176, 178, 185, 190, 192, 193, 195, 197—200, 204, 208, 214, 216, 217, 220—223, 225, 226, 407
Брук, месторождение 29
Брукс-Маунтин, месторождение 468, 469, 472, 474
Букит-Беси, месторождение 468, 474
Буритирама, месторождение 407
Бушвелд, комплекс 21—23, 45, 47, 53
Бьюик-Майн, месторождение 185
Бьютт, месторождение 42, 43, 248, 261, 266, 288, 289, 303, 320
Бэттн, трог 173

Вага — Сеннин, месторождение 435
Вайбернем-Тренд, месторождение 185
Вайоминг, район 73
Валердена, месторождение 459
Валь-Рендена, песчаники 129
Вангорда, месторождение 185
Васкез, сброс 342
Вашингтон-Кэмп, месторождение 448, 458—460, 482
Велвич, формация 111
Великая Дайка 21, 23, 53
Вентерсдорп, система 50
Верна, рудное тело 114
Верра, горизонт 171, 206, 212
Верхнего озера провинция 14
Верхнее, месторождение 454, 459, 461, 462
Верхний Роан, толща 161
Ветас, месторождение 165—167
Вилька, месторождение 459
Вирджин-Ривер, разлом 96, 97
Виссенбахер-Шифер, толща 173
Витватерсранд, рудный район 6, 14, 38—40, 48, 63, 73, 91—94
Витватерсранд, система 50, 51, 89
Восточно-Африканская рифтовая система 24
Восточно-Партизанское месторождение 459, 461
Восточный пояс Западной Малайзии 467
Вулластон, группа 89, 96—100, 110, 119
Вултур, плутон 267

Гамсберг, месторождение 159, 185, 193
Ганнар, месторождение 116, 117
Гарнет-Дайк, месторождение 429, 432
Гартнер, рудное тело 99, 100
Гаспе, месторождение 280, 286, 434, 435
Гейлор-Крик, месторождение 262, 263, 273, 286, 313
Гельбе-Бирке, месторождение 459
Генри-Маунтинз, бассейн 124
Гилмор-Дом, месторождение 430
Гишон, батолит 258, 263, 264, 266
Глоб — Майами, месторождение 285
Глория, формация 167
Гнат, месторождение 255
Говард-Пасс, месторождение 6, 159, 176, 178, 185, 192, 195, 197, 198, 200, 223
Голд-Коаст, месторождение 440
Голд-Хилл, месторождение 431
Гондвана 46, 58
Гороблагодатское месторождение 416, 419, 421
Гортдрам, месторождение 185
Гослар, трог 172
Грантс, месторождение 73, 124, 127, 130, 131, 135
Граундхог, месторождение 450, 459—461
Грейс, месторождение 416, 420
Грейт-Бэр, месторождение 73
Гренайл, месторождение 255, 258, 284, 296, 308, 309
Гренвилл, комплекс 53, 110
Гризли-Пик, кальдера 389
Гуадалканал, месторождение 260, 264
Гумешевское месторождение 435
Гунонг-Биджих, месторождение 252
Гуронский комплекс 93, 94

Давиб-Ост, месторождение 468, 470, 473
Дайамонд-Хилл, месторождение 463, 464
Дайкири, месторождение 416, 417, 420
Дакмалой, месторождение 463, 464
Дактаун, месторождение 55, 56
Дамара, группа 111, 141
Дамара, пояс 53, 110
Дарвин, месторождение 431, 458
Дартмур, месторождение 468, 470, 473
Дашкесан, месторождение 409, 416, 418, 419, 421
Дейзи, сброс 345
Дейлмен, рудное тело 99, 100
Дейтон, месторождение 416
Деметри, вулканиты 267
Джанк-рок, брекчии 342, 347, 349, 350
Джанкшен, граниты 97
Джезказган, месторождение 6, 58, 156, 168, 170, 185, 189, 193, 195—198, 200—203, 205, 207, 212, 215, 216, 219, 222, 223, 227, 232
Джеро — Уосатч, ороген 256
Джером, месторождение 27—29, 36, 50
Джерси, месторождение 459
Джокер, разлом 436
Джонсон-Кэмп, месторождение 429, 431, 477, 494
Джохан-Бич, месторождение 110, 112
Джэкпайл, месторождение 92, 233
Джэкпайл, песчаник 131
Дивриги, месторождение 407

Дилсберг, месторождение 416
Диспутадо, месторождение 253
Дифайянс, поднятие 124
Довер, месторождение 416
Долорес, месторождение 450, 456, 459
Доминион, система 50
Доминион-Риф, пачка 40
Дон-Лейк, месторождение 96, 101

Жакобина, месторождение 6, 73
Жиневро, месторождение 416
Жировски-Врх, месторождение 130

Западно-Сибирская платформа 484
Зигерланд, блок 172
Зимел, разлом 117
Зулуанский клин 46, 50, 51
Зуни, поднятие 124

Иберийский пояс 7
Игл-Маунтин, месторождение 416, 422, 423
Идальго, месторождение 448, 459—461
Или, рудное тело 268, 287, 298, 312, 410, 435—437, 440, 444, 445, 447, 482, 491
Илимауссак, месторождение 73, 91, 119
Иллинойс, разлом 115
Ильдаго, месторождение 452
Имперіал, рудное тело 446
Ингербелл, месторождение 255, 262, 288
Инкский интрузив 276
Инсизва, месторождение 22
Ир-Маунтин, месторождение 472
Ист-Аллигейтор, месторождение 102
Ист-Аллигейтор-Ривер, месторождение 102, 104, 106
Ист-Ноб, серия 342, 347
Исуа, серия 36, 47
Итака-Пик, месторождение 282, 316, 317
Итеньюргинское месторождение 468, 469, 472

Йандера, месторождение 252, 261, 264, 266, 267, 288, 289, 296, 305
Йеллоунайф, месторождение 38
Йерингтон, рудное тело 268, 280, 301, 432, 435, 443, 483, 484, 489, 491, 493
Йетолм, месторождение 464
Йилгарн, месторождение 25, 49
Йилирри, месторождение 6, 41, 73, 92, 138
Йонхва, месторождение 450, 452, 458—461
Йорк — Харди (Глейшер-Галч), месторождение 337, 338

Каапвааль, кратон 39, 93
Каверонг, диорит 260
Кайбаб, поднятие 124
Какаду, группа 103
Калверт, рудник 431
Калгурли, месторождение 38, 39
Калифорнийский медный пояс 29
Камачин, месторождение 416
Камбалда, месторождение 7, 13, 21—23, 25, 48, 62
Камиока, месторождение 454, 459, 461
Камото, месторождение 160, 162
Канадский пояс 13, 48
Канадский щит 96, 97, 110
Кананеа, месторождение 435, 443, 445, 494
Каниван, месторождение 337, 338
Каниван-Галч, месторождение 410, 411, 463, 466
Канчинг, месторождение 468
Капитан, месторождение 416, 423
Капо-Каламита, месторождение 416
Капский пояс 58
Каптинс-Флат, месторождение 58
Карибу-Белл, месторождение 255, 262, 273
Карр-Форк, месторождение 410, 446, 491, 493
Карсуэлл, структура 96, 101
Кару, месторождение 73
Кару, свита 127
Каспно, месторождение 255
Каскейд, месторождение 264
Касл-Дом, месторождение 282
Касо, рудник 459, 462
Кассиар, месторождение 468, 470, 473
Кастнар-Крик, месторождение 430
Катанга, система 32—34, 110
Катахула-Тафф, формация 133, 135
Катлер, формация 127
Кафан, месторождение 288
Кафуэ, антиклиналь 33, 204
Кахилл, формация 101, 102, 104—107
Кварц-Хилл (Уилсон-Арм), месторождение 337, 338
Кверке, синклиналь 94, 194
Кебрада-Бланка, месторождение 253
Кедабек, месторождение 288
Кейв-Пик, месторождение 337, 338
Кейпаровитс, бассейн 124
Кейстоун, порфиры 344, 347, 349, 359
Кельявеко, месторождение 254
Кенеда-Тангстен, месторождение 424, 428—430, 432, 433, 445
Кер-д'Ален, месторождение 185
Кетфейс, месторождение 255
Кибарский пояс 45
Кивино, серия 165, 198, 201
Кидд-Крик, месторождение 27, 185
Ки-Лейк, месторождение 91, 96, 97, 99, 100, 108
Киммерия, месторождение 427, 431
Кинг-Айленд, месторождение 410, 426, 428, 429, 431—433, 477, 480, 484, 494
Кипуши, месторождение 34, 56
Киркхем, месторождение 407
Кислагер, месторождение 7
Китсолт, месторождение 337, 338
Киттс, месторождение 73, 106
Киялых-Узеньское месторождение 435
Клаймакс, месторождение 6, 45, 61, 334—342, 344, 346—352, 356—364, 367, 368, 370—372, 375, 378, 386—397
Клафф-Лейк, месторождение 73, 96, 97, 100, 101
Клементис, месторождение 463, 464
Кли, месторождение 431
Кливленд, месторождение 468, 475
Клинтон, тип руды 15, 37, 57
Клируотер, граниты 97
Кличка, месторождение 469

Клод, рудное тело 100
Клюан, месторождение 431
Кобриза, месторождение 434, 435, 442
Ковары, месторождение 407
Кокорак-Бьютт, гранодиорит 267
Коллинс-Бей, месторождение 96, 101
Колоула, месторождение 263, 264, 284, 296, 308
Комболги, формация 102—105
Конкола, месторождение 185, 191
Конрад, рудник 212
Консепсьон-дель-Оро, месторождение 417, 434, 435, 442
Континентал, месторождение 435, 436, 444—446
Копакире, месторождение 253, 254
Копаоник, месторождение 459
Коппер-Бейсин, месторождение 340
Коппер-Каньон, месторождение 270, 312, 435, 482
Коппер-Крик, месторождение 308, 340
Коппер-Маунтин, месторождение 262, 288
Коппер-Хилл, месторождение 340
Корелла, формация 121
Корнилия, плутон 259, 260, 272
Корнуолл, месторождение 416, 420
Корокоро, месторождение 156, 164, 166, 185, 198—200, 202, 212, 223, 227
Коронейшен, геосинклиналь 14, 46
Костабонн, месторождение 427, 431, 432, 480, 484, 489, 491, 492
Котс-Лейк, рудное тело 160, 162
Коунрад, месторождение 57, 287, 289
Крандон, месторождение 27
Крейгмонт, месторождение 435
Крестед-Бьют, лакколит 389, 393
Крестон (Оподепс), месторождение 337, 338
Кресчент-Лейк, месторождение 459
Крета, месторождение 164, 166, 185, 186, 192, 197, 198, 200, 202, 207, 212, 215, 219, 223, 227, 229
Кривой Рог, месторождение 37
Кри-Лейк, кратон 96
Кристалл-Фолс, месторождение 193
Кристмас, месторождение 286, 410, 417, 435, 436, 438, 444
Крокер-Уэлс, месторождение 112
Куанефьелль, месторождение 119
Куахоне, месторождение 254
Куга, рудник 468, 473
Куйон, месторождение 266
Кули, рудная залежь 191, 214, 217, 221, 227
Кунгарра, месторождение 103, 104, 106
Кундулунгу, серия 33
Куни-Зинк, месторождение 448, 457, 459
Курасай, месторождение 458
Куроко, месторождение 7, 15, 27,29, 30, 43, 47, 59, 60, 64
Курутегерское месторождение 435
Курусай, месторождение 450, 459
Куэста, месторождение 337, 338, 358, 387, 389—392
Куюна, месторождение 37
Кьюмо, месторождение 337—339

Лаврентия, континент 56
Лаврентьевский кратон 25
Лайсвалль, месторождение 158, 176, 178, 179, 185, 191, 192, 194—200, 202—204, 209, 211, 214, 217, 219—221, 223, 227, 235
Ла-Карпдад, месторождение 266, 267
Ламмин, месторождение 416
Лангкави, месторождение 473
Ларап, месторождение 409, 416, 418, 419, 421
Ларжантьер, месторождение 156, 158, 176, 178, 185, 191, 192, 194, 197—200, 202, 204, 209, 223, 227, 235
Ларпум, месторождение 59
Ла-Роник, месторождение 96
Ла-Фе, месторождение 73, 91
Ла-Энкантада, месторождение 459, 461
Лваншья, месторождение 185, 188
Леди-Лоретта, месторождение 172, 174, 185, 193, 195, 197, 198, 200, 201, 203, 204, 209, 214, 217, 223
Леди-Энни, зона 209
Лезервуд, гранодиорит 267
Лейквью, месторождение 122
Лейк-Сити, кальдера 389
Лейк-Хоули, месторождение 416
Лейкшор, месторождение 286, 435, 436
Лена, рудник 213
Ленид, месторождение 430, 431
Ленне, трог 172
Лерд, месторождение 255
Лечлен, пояс 466
Лимпопо, пояс 50, 53
Линкольн, порфиры 351
Линчберг, месторождение 407, 445, 452, 456, 459, 461, 462
Литл-Боулдер-Крик, месторождение 412, 463, 464
Ловозеро, месторождение 119
Логтанг, месторождение 338
Лома-де-Кабрера, месторождение 266
Ломбардский бассейн 129
Лонгбан, месторождение 407
Лон-Маунтин, месторождение 463
Лоррен, месторождение 255, 262, 273
Лос-Пеламбрес, месторождение 253
Лост-Крик, месторождение 426, 429, 431
Лост-Ривер, месторождение 411, 431, 467, 468, 470, 473, 474, 491
Лоуленд-Крик, вулканиты 42
Луфилианская дуга 33
Любин, месторождение 6, 58, 168—170, 185, 187, 196—198, 200, 205, 222, 223
Лянгер-Хейнрих, месторождение 73, 92, 138, 139

Магнитогорск, месторождение 409
Маденкой, месторождение 7
Маджетик, домен 96, 97
Мажистраль, месторождение 435
Майданпек, месторождение 288
Майн, серия 201, 387
Майнс, серия 33
Майхуринское месторождение 425, 430, 484, 491, 492
Макабар, барит 217
Мак-Артур, подгруппа 173
Мак-Артур-Ривер, месторождение 6, 54, 156—158, 172, 174, 181, 185, 186, 190—193, 197, 198, 200—204, 208, 210, 212—214, 217, 220—223, 225—227, 235, 236

Мак-Дермитт, месторождение 73, 91, 121—123
Маккай, месторождение 431
Маккензи-Маунтинс, надгруппа 164
Мак-Миллан-Пасс, месторождение 410, 412, 423, 424, 430, 433, 484
Мак-Миллан-Пасс-Тангстен, месторождение 429
Мак-Намара, группа 173
Малая Тилва, банатиты 464
Маллоу, месторождение 185
Мамут, месторождение 284, 288, 298
Манкос, формация 344, 352
Мансфельд, месторождение 168—170, 185, 191, 197, 198, 200, 222, 223
Ма-Он-Шан, месторождение 416
Марбелья, месторождение 416, 422, 423
Марморатон, месторождение 416
Марньяк, месторождение 116
Марри, сброс 94
Мартин, формация 113, 114
Матиненда, формация 93, 94
Маттаби, месторождение 28
Маунт-Айза, месторождение 6, 31,34, 54, 158, 164, 168—170, 175, 180. 185, 186, 191—194, 197, 198, 200—204, 207, 210, 212, 214, 216, 217, 220—227, 229, 232, 235, 236
Маунт-Бишофф, месторождение 468, 469, 475
Маунт-Гарнет, рудное тело 467
Маунт-Нансон, месторождение 255
Маунт-Партридж, группа 103
Маунт-Пейнтер, месторождение 138
Маунт-Принстон, батолит 389, 390, 392
Маунт-Теннисон, месторождение 463, 464
Маунт-Толмен, месторождение 337—339
Маунт-Фубилан, месторождение 252, 440
Маунт-Эммонс, месторождение 334, 335, 337, 338, 340, 344—351, 356, 357, 359, 388—395
Мвашья, серия 161, 201
Мегген, месторождение 156, 174, 180, 185, 195, 197—202, 204, 208, 210, 214, 216, 217, 219, 221, 223—225, 227, 229, 230, 234
Меде, месторождение 284
Медный бассейн Северной Америки 267
Медный пояс Африки 19, 31, 33, 34, 55, 56, 117—119, 141, 158, 159, 162, 163, 171, 194, 197, 202, 207, 210, 216, 227
Мейсон-Валли, месторождение 435, 441, 445, 489
Мейфлауер, шток 271
Меме, месторождение 417, 434, 435, 441
Меренского риф 23
Мерритт, месторождение 431
Месаверде, формация 344, 352, 356
Миднайт, месторождение 73, 91, 120, 121
Мидуэст-Лейк, месторождение 96, 97, 101, 102, 108
Минас-де-Оро, месторождение 435
Миндола, месторождение 160, 162
Минерал-Кинг, месторождение 431, 448, 457, 459
Минерал-Парк, месторождение 296, 316
Минетта, тип руды 15, 37
Миссисипи, металлоносные рассолы 231
Митате, рудник 468, 471, 473
Мичелин, месторождение 73, 106
Мичелин-Киттс, месторождение 73
Мичикиллай, месторождение 254
Мишен, месторождение 286, 435, 436, 438, 446
Мойна, месторождение 411, 412, 467, 468, 470, 473, 474
Мон-Лорье, месторождение 110, 112
Монтезума, шток 389, 390, 392
Монте-Кристо, месторождение 431, 432, 463, 464
Моньюмент, поднятие 124
Моньюмент-Валли, месторождение 124
Моренси, месторождение 285, 417, 435, 436, 446
Морин, месторождение 73, 91, 122, 123
Морис-Бей, месторождение 96, 101
Морокоча, месторождение 254, 313, 435
Моррисон, формация 87, 124, 130—132, 135
Моррисон, месторождение 255, 273
Москито, сброс 341, 351, 389, 394
Моча, месторождение 253
Мунана, месторождение 106
Муфулира, месторождение 6, 160, 162, 185, 188, 197, 198, 203—205, 211, 215, 216, 223, 224, 226
Моггп, месторождение 255
Мэри-Катлин, месторождение 73, 91, 120—122
Мэрисвейл, месторождение 73, 91, 122, 123

Набарлек, месторождение 103, 104, 106
Наван, месторождение 185
Найка, месторождение 412, 452, 459, 461
Найтингейл, рудник 430
Накатапу, месторождение 454, 456, 459, 461, 462
Накацуга, рудное тело 128
Намаква — Натал, пояс 53
Намуна, группа 103
Нанамбу, комплекс 103, 104
Насимьенто, месторождение 156, 168, 170, 185, 186, 197—202, 207, 212, 221, 223, 227, 229, 233
Невада-Моли, месторождение 337—339
Нейтив-Би, толща 169
Нельсон, месторождение 431
Нидерленд, месторождение 390
Нидл-Фоллз, зона 96
Нижний Роан, формация 118
Низа, месторождение 73, 91
Николаевское месторождение 459, 461
Нимбува, комплекс 103
Нингю-тоге, рудник 128
Нкана, месторождение 160, 162
Ново-Британская дуга 252
Новогвинейский пояс 267, 276
Нода, месторождение 407
Нонсач, сланцы 206
Норанда, месторождение 27—30
Нордик, зона 94
Норильск, месторождение 7, 22
Носиб, группа 110
Нчанга, месторождение 185, 188
Нью-Корнилия, рудное тело 259, 260

Огайо-Крик, формация 344, 356
Окло, месторождение 73, 106

Окои, группа 55
Окс-Лейк, месторождение 255
Ок-Теди, месторождение 417, 434, 435, 440
Олд-Лид-Белт, месторождение 185
Олдуинкл, рудник 340
Олд-Хикори, рудник 431
Олимпик, брекчия 6
Олимпик-Дам, месторождение 73, 137, 138, 141
Оммеберг, месторождение 407
Ориярви, месторождение 407
Орора, рудное тело 122
Ор-Шейл, свита 204
Освальдо, месторождение 448
Осгуд-Маунтинс, месторождение 426, 428, 431, 432, 480
Осло, рифт 486
Остероде, месторождение 407
Отуньен, слои 129
Офуко, месторождение 435
Офуку, месторождение 441
Оэнпелли, месторождение 103

Пайкс-Пик, граниты 389
Пайн-Гров, месторождение 337, 338
Пайн-Крик, геосинклиналь 89, 101—103, 107, 115, 119, 141
Пайн-Крик, месторождение 410, 424, 429, 430, 432, 433, 480, 484
Пайн-Нат, месторождение 337, 338, 463
Пайн-Пойнт, месторождение 185
Пайсанс, впадина 124
Палабора, месторождение 24, 53, 120
Пало-Верде, месторождение 285, 444
Пангея 55, 59
Пангуна, рудное тело 259, 260, 285, 297, 308, 309
Парадайс, шток 389
Парадайс-Пасс, монцониты 393
Парадайс-Пик, месторождение 463
Патагония, плутон 272
Паханг, месторождение 416
Пегмонт, месторождение 193
Пегьюэйт, месторождение 92, 233
Пеймастер, месторождение 452, 459, 461, 462
Пелепах-Канан, месторождение 468, 473
Пенья-Бланка, месторождение 73, 122, 123
Перл-Лейк, месторождение 44
Персберг, рудник 407
Перселл, серия 165, 177, 257
Песчанское месторождение 416, 419
Пик, брекчии 342, 347, 350
Пикви, месторождение 47
Пиланесберг, месторождение 119
Пилбара, блок 51
Пима, месторождение 435, 446
Пинос-Альтос, месторождение 435
Пирсон, месторождение 448
Питкяранта, месторождение 468, 469, 473
Плавно, месторождение 468, 473
Плезиуми, месторождение 305
Пойсо-Каньон, месторождение 130
Пойсон-Маунтин, месторождение 255, 273
Понгола, бассейн 50
Порт-Радий, месторождение 113, 117
Посос-де-Калдас, месторождение 73, 91, 119
Потрерильос, месторождение 253, 276, 435
Праймос, интрузив 348, 352, 354, 355, 357, 366, 370—374, 387, 396
Праймос, порфиры 342, 347, 352—355, 359, 366—368, 372, 378, 381, 390
Приска, месторождение 29
Причард, свита 33
Пронто, зона 94
Пршибрам, месторождение 73, 113, 117
Пьюэбик, месторождение 445, 448, 456

Раббит-Лейк, месторождение 91, 96—99
Раббл, брекчии 347
Раббл-рок, брекчии 342, 347, 350
Рам-Джангл, месторождение 73, 96, 102, 103, 107, 119
Раммельсберг, месторождение 58, 156—158, 172, 174, 185, 195, 197—204, 208, 210, 213, 216—219, 221, 223, 224, 226, 227, 229, 230
Рамос, месторождение 165— 167
Ранстад, месторождение 92
Рапитан, группа 165
Раунд-Валли, месторождение 431, 432, 443
Реветт, формация 33, 165
Ред-Леди, порфиры 344, 347, 349, 359
Ред-Маунтин, месторождение 258, 272, 287, 288, 309, 310, 312, 320, 334, 335, 348—350, 355, 356, 370, 371, 378, 389, 390, 397
Ред-Маунтин, серия 342, 343, 347, 349, 359, 361, 362, 367, 380—382, 390, 394
Редстон-Ривер, месторождение 156, 158, 160, 162, 185, 197, 198, 200, 201, 223, 224
Редуэлл, месторождение 334, 335, 344, 345, 356, 395
Редуэлл-Бейсин, месторождение 337, 338, 349, 389
Редуэлл-Бейсин, серия 345, 347, 348, 359
Рей, месторождение 261, 263, 264, 266, 267, 271, 281, 282
Рейлрод, месторождение 431
Рейнджер, месторождение 91, 103—106
Рекспар, месторождение 73, 91, 122, 123
Ренисон-Белл, месторождение 403, 467—469, 475
Речк, месторождение 435
Рёте-Фауль, фация 171, 170, 206, 211, 212
Ридж, рудная залежь 191, 208, 214, 217, 221, 227
Рикепчер-Крик, пачка 131
Рио-Бланко, месторождение 253
Рио-Виви, месторождение 266
Рио-Гранде, рифт 124, 389, 390, 393, 394
Роан, формация 110, 141, 161, 215
Роан-Антилоп, синклиналь 33
Родезийский кратон 21
Розбери, месторождение 185
Рокана, месторождение 6, 160, 162, 185, 188, 194, 197, 198, 205, 215, 233, 224
Роксби-Даунс, месторождение 137
Ромен, месторождение 110
Росита, рудник 434, 435, 441
Роскруг, вулканиты 267
Росса, пояс 58
Росс-Адамс, рудник 120
Россинг, месторождение 5, 73, 74, 91, 108—112, 119, 141
Роттенстон, домен 96, 97

Садбери, месторождение 7, 13, 21, 23, 24, 47, 53
Салливан, месторождение 6, 30—32, 54, 55, 156, 158, 176, 178, 185, 197—199, 202—204, 208, 210, 213, 214, 216—218, 220—223, 225—227, 229
Сало, месторождение 426, 430
Сан-Антонио, месторождение 450, 459, 461
Сангдонг, рудник 425, 428—433
Сан-Леоне, месторождение 416
Сан-Луис, разлом 113, 114
Сан-Мануэль — Каламазу, месторождение 282—285, 287
Сан-Педро, месторождение 435, 441
Сан-Рафаэль, свод 124
Санта-Рита, месторождение 266, 267, 280, 282, 286, 296, 298, 308—310, 312, 314—317, 361, 435—437, 439, 446, 482
Санта-Эулалия, месторождение 185, 452, 456, 459, 461
Сан-Хуан, бассейн 124, 130, 131, 273, 389, 392, 393
Сарбайское месторождение 412, 416, 419
Сар-Чесмех, месторождение 59
Сарыбулак, месторождение 468, 475
Саут-Аллигейтор, месторождение 102, 103
Саут-Аллигейтор-Ривер, месторождение 103, 119
Саутенд, месторождение 96
Саут-Маунтин, месторождение 448, 456, 457, 459
Саффорд, месторождение 258, 261
Саяк, месторождение 434, 435, 442
Свазиленд, система 51
Себакве, комплекс 20
Северо-Американский кратон 254, 255, 262, 272, 276
Северо-Атлантический кратон 36
Северосудетский прогиб 206
Селеби, месторождение 47
Селукве, месторождение 21, 25, 50
Сент-Мэри, разлом 117
Сент-Огюстен, месторождение 110
Сереско, рудное тело 335, 340, 341, 347, 362, 394
Серкаду, месторождение 119, 120
Серро-Верде, месторождение 254
Серро-Гордо, месторождение 253
Серро-де-Паско, месторождение 185, 190
Серро-Колорадо, месторождение 253, 266
Сет-Иль, месторождение 110
Сибугей, месторождение 416
Силвер-Белл, месторождение 266, 267, 286, 435, 436, 439, 444—446
Силвермайнс, месторождение 158, 172, 174, 181, 185, 195, 197, 198, 200, 202, 204, 208, 214, 216, 217, 219, 220, 223, 225, 227
Силвер-Плум, граниты 342, 353, 381, 388, 389, 395
Силвертон, кальдера 389
Симапан, месторождение 448, 458—460
Синияма, рудник 409, 416, 418, 419, 421
Син-Нам-Ли, месторождение 468
Скандинавский щит 408
Скуэр, порфиры 342, 347, 348
Слайд, серия 342, 347
Соколовское месторождение 416
Солтон-Си, металлоносный рассол 231
Солт-Уош, пачка 135
Спар-Лейк, месторождение 33, 156, 164, 166, 185, 189, 197, 198, 200, 202, 203, 223
Спор-Маунтин, месторождение 122
Спрус-Пайн, пегматиты 371
Средиземноморский пояс 44
Стар-Маунтинс, месторождение 286
Стикин, месторождение 255
Стиллуотер, комплекс 22, 23
Сторк, горизонт 341, 364, 365
Странтрж, месторождение 459, 461
Стри-Трг, рудник 452
Строберри, рудник 425, 428, 430
Стьюарт, шельф 137
Судетская синклиналь 170
Суикоусан, месторождение 450
Сулфайд-Куин, залежь 24
Сунгей-Панчинг, месторождение 468
Сьерра-Невада, батолит 268, 428, 496
Сьеррита, месторождение 285, 288, 289, 296, 306, 312, 317—319
Сюикоусан, месторождение 459

Таббернор, разлом 96
Таежное, месторождение 416
Тазин, группа 113, 114
Тайнаг, месторождение 172, 174, 180, 185, 193, 197, 198, 200, 202—204, 208, 223, 225, 227
Такине, рудник 434
Такиу, месторождение 416, 435, 441
Таллахасси-Крик, конгломераты 127
Тамагава, месторождение 407
Танама, месторождение 284
Тангстен-Джим, месторождение 425, 430—432
Тарква, месторождение 7, 40
Тарква, гравелиты 40
Тасманский пояс 58, 251
Тейсан, месторождение 288
Тейское месторождение 416, 422, 423
Тексада-Айленд, месторождение 416
Телок-Круен, месторождение 468
Темперино, месторождение 416, 417, 450, 458—460
Темпл-Маунтин, месторождение 127, 130
Тенке, месторождение 160, 185, 188
Тепесала, месторождение 452, 459—461
Терре-Нуеве, месторождение 266
Тетела-де-Окампо, месторождение 459
Тетис 27, 59, 247, 248, 251
Техасский линеамент 256
Ти-Кап, гранодиорит 267
Тиллей-Лейк, месторождение 459
Тимминс, комплекс 44
Тим-Пиут, месторождение 410, 427, 431—433
Тингмули, месторождение 264
Тинтайя, месторождение 435
Тихоокеанский бассейн 245, 247—249, 251, 268—270, 273—276, 322, 415
Того, формация 120, 121
Токепала, месторождение 254
Томас-Рейндж, месторождение 123
Томбули, месторождение 287, 288
Томбулилато, месторождение 287, 288
Томпсон, коматииты 22
Томпсон-Крик, месторождение 337, 338
Торуко, рудник 468

Трансвааль, бассейн 50
Траут-Лейк, месторождение 337, 338
Требёрленд, месторождение 456, 459, 462
Трежер-Маунтин купол, 389
Тренгану, месторождение 416
Трепча, месторождение 185
Три-Стейт, месторождение 185
Туин-Бьюттс, месторождение 286, 412, 435, 436, 438, 445, 446
Тупи-Лейкс, шток 389, 390, 392
Тумас-Ривер, месторождение 138
Тургайская железорудная провинция 418, 419, 484
Турьинская группа 435
Тьеннаосань, месторождение 450, 459
Тырныауз, месторождение 427, 431, 463, 464

Уайлдхорс, рудник 431
Уайт-Каньон, месторождение 124
Уайт-Клауд, месторождение 337, 338
Уайт-Маунтинс, граниты 486
Уайт-Пайн, месторождение 6, 31, 55, 156, 164, 166, 185, 189, 182, 197, 198, 200, 201, 203, 206, 210, 211, 215—217, 220, 223, 224
Уайт-Ривер, поднятие 124
Уалгайок, месторождение 254
Удокан, месторождение 6, 14, 55, 156, 160, 162, 185, 188, 195, 197, 198, 200—202, 215, 216, 223, 224, 227
Узун-Ташты, месторождение 468, 471, 472
Уильяма, комплекс 110
Упм-Хилл, брекчиевая трубка 309, 310, 315
Уинд-Ривер, формация 79
Ульчин, месторождение 448, 457—459
Унгава, пояс 22
Уосатч, формация 356
Уотамен, батолит 97
Ураван, месторождение 73, 92, 124, 127, 135, 136
Уркварт, толща 169
Учкошкон, месторождение 468, 470
Учукчакуа, месторождение 456, 459, 462
Уэри-Флат, шток 445
Уэст, рудное тело 312
Уэст-Бэр-Лейк, месторождение 96
Уэстуотер-Каньон, толща 130, 131
Уэст-Шаста, месторождение 29
Уэст-Элк, вулканическое поле 389

Файрбаг, домен 97
Фалун, месторождение 407
Фараллон, плита 275, 393
Фаро, месторождение 159, 185, 195
Фей, рудное тело 114
Фей-Эйс-Верна, рудник 113
Феникс, плита 274
Фениче-Капанне, месторождение 454, 459, 461
Фенноскандинавский щит 7
Ферробамба, месторождение 435
Филиппинский разлом 253
Филлипсон, горизонт 341
Финисс-Ривер, группа 103
Фискенессет, комплекс 13, 20
Фиш-Лейк, месторождение 255
Флат-Топс, месторождение 389, 394
Флауэрпот, горизонт 166
Флауэрпот-Шейл, горизонт 207
Флин-Флон, месторождение 185
Флоуз, базальт 389
Флэк-Лейк, разлом 94
Фон-дю-Лак, месторождение 96
Фосфория, формация 92
Франклин, месторождение 185, 407
Франсвиль, серия 89, 106, 107, 141
Фрейберг, месторождение 113
Фрейбург, месторождение 190
Френч-Крик, месторождение 416
Фрида-Ривер, месторождение 252
Фриско, рудник 450, 459
Фудзигатани, месторождение 425, 429, 430
Фунгуруме, месторождение 160, 185, 188
Фьерро, месторождение 416, 422, 423
Фьерро-Урко, месторождение 254
Фэнни, месторождение 116

Хаиб, месторождение 44
Хайленд-Валли, месторождение 255, 266
Хаклберри, месторождение 255
Хамбэг, шток 389
Хамерсли, бассейн II
Хан, формация III
Хановер, гранодиорит 267
Хановер, месторождение 416, 417, 448, 459
Хановер-Фьерро, шток 266
Хардпойнт, рудник 430
Хасмарк, доломиты 466
Хедли, месторождение 421, 431
Хендерсон, месторождение 61, 334, 335, 337, 338, 340, 342—344, 346—349, 351—357, 359, 361, 367, 368, 371, 372, 374—396
Хилтон, рудник 170, 185
Хилтон-Крик, рудник 430
Хирд-Маунтин, месторождение 416
Хитати, рудник 416, 421
Хомас, формация III
Хоумстейк, месторождение 38
Хоэи, рудник 468, 471, 473
Хуаньжань, месторождение 454, 459, 461

Централ-Сити, месторождение 390
Центральный рудный район США 416, 422, 446, 448, 450, 458—460, 484
Циркумтихоокеанский пояс 44, 60

Чайлдс, рудник 340
Чайнл, формация 124, 127, 129, 130
Чалко, месторождение 431
Чамбиши, месторождение 185
Чаттануга, месторождение 92, 107
Чауча, месторождение 254
Челекена, металлоносные рассолы 231
Чибулума, месторождение 160, 162, 185, 194, 197, 198, 203, 211, 215, 223
Чиллинг, платформа 103
Чингола, месторождение 159
Чолк-Маунтин, порфиры 392
Чорух-Дайрон, месторождение 427, 431
Чукикамата, месторождение 60, 188, 253, 254
Чуос, формация III

Шаба, месторождение 6, 162, 185, 197, 198, 200, 215, 223, 226
Шарлебуа-Лейк, месторождение 91, 96
Шаста, месторождение 416, 418, 420
Шафт-Крик, месторождение 273
Шварцвальдер, месторождение 73, 91, 113, 115, 117
Шерегеш, месторождение 412, 416, 422, 423, 484
Шинарамп, конгломераты 130
Шинколобве, месторождение 34, 56, 73, 113, 117, 118
Шортс-Ранч, андезиты 267

Элем, сланцы 107
Элк, вулканическое поле 393
Элк-Маунтин, порфиры 351
Элкхорн, месторождение 42, 435, 480
Элкхорн-Пик, рудник 416
Эллиот-Лейк, группа 93, 94
Эллиот-Лейк, месторождение 6, 91, 93, 94
Элура, месторождение 185
Эль-Абра, месторождение 253
Эль-Арко, месторождение 288
Эльдорадо, рудник 113, 114
Эль-Жаралито, месторождение 426, 431
Эль-Мочито, месторождение 454, 459
Эль-Сальвадор, месторождение 248, 253 259—260, 266, 276, 287, 288, 297, 298, 313
Эль-Теньенте, месторождение 43, 60, 188, 253
Эль-Тиро, месторождение 439, 446
Эмералд, рудник 424, 430
Эмпайр, месторождение 390, 409, 416, 418, 420, 421, 435, 448
Эму, разлом 174, 175, 192, 208, 221
Эндако, месторождение 337, 338
Энтрада, пояс 127
Эртсберг, месторождение 252
Эрцберг, месторождение 338
Эсперанса, месторождение 266, 267, 288, 340
Этузис, формация 111
Эхо-Бей, рудник 113

Юбехеб-Пик, месторождение 463, 464
Южно-Американский пояс 59, 254
Юинта, бассейн 61, 124
Юнион, порфиры 347
Юрака, месторождение 416
Юред, месторождение 61, 334, 335, 337, 338, 342, 343, 347, 348, 356, 359, 388—390, 392—394
Юред, порфиры 347, 353, 361, 367, 370—373, 378, 381, 384, 385, 390, 396

Ябилука, месторождение 91, 103—106
Ягуки, месторождение 434, 435, 442
Янцзы-Чжанзы, месторождение 463, 464
Японская дуга 60, 415
Ярославское месторождение 468, 471
Яхимов, месторождение 117

Указатель географических названий

Агуаскальентес 452, 459
Аделаида, река 103
Адирондак, горы 407, 486
Азербайджан 416, 418
Айдахо, штат 91, 337, 338, 412, 425, 430—432, 435, 448, 456, 457, 459, 463, 464
Алеутские острова 30, 276
Алкали-Крик 394
Алтае-Саянский район 435
Альпы, горы 7, 59
Аляска, штат 61, 91, 119, 120, 215, 255, 257, 269, 288, 337, 338, 403, 411, 430, 431, 467—470, 472, 473
Анды, горы 60, 258, 261, 273—275
Анкаш, департамент 435, 441
Антильские острова 268, 273
Аппалачи, горы 29, 37, 44, 57
Апуримак 435
Аризона, штат 27—29, 50, 123, 124, 127, 256—260, 266, 267, 270—272, 282, 287, 288, 306, 309, 310, 312, 316—318, 320, 337, 339, 340, 410, 412, 417, 429, 431, 435, 436, 438, 439, 444, 446, 448, 454, 458—462, 477, 482, 494
Атабаска, озеро 96, 115, 117
Атакама, провинция 435
Атлантический океан 59, 139

Бавиакора 426, 431
Багдад 29
Балхаш, озеро 57, 58
Банат, область 464
Баранова, остров 270
Барбертон, горы 21, 48
Бассейнов и Хребтов, провинция 59, 62, 408
Береговые Кордильеры, горы 257
Биверлодж, провинция 116
Большое Медвежье озеро 113, 117, 119
Большое Невольничье озеро 49
Бридж-Ривер 431
Британская Колумбия, провинция 30, 91, 123, 247, 258, 259, 261, 266, 274, 288, 337—339, 401, 409, 416, 418, 420, 421, 424, 430, 431, 435, 456, 459, 468, 470, 473, 482
Бугенвиль, остров 252, 259, 260

Вайоминг, штат 79, 92, 135, 337
Ванкувер, остров 409, 416, 418, 420, 456, 459, 482
Вашингтон, штат 91, 120, 337, 338
Верхнее, озеро 36, 37, 46, 49, 51, 89, 93, 198
Верхний Гарц, массив 172
Верхняя Силезия 185, 190
Виктория, штат 201
Виргиния-Лейкс 448
Виргинские острова 266
Восточная Сибирь 473
Восточная Сьерра-Невада, горы 266
Восточное Забайкалье 468, 469, 472
Восточно-Тихоокеанское поднятие 61, 234, 276
Вулластон, озеро 96

Гаити, остров 266, 417
Гималаи, горы 59
Гирин, провинция 459
Гуфу, префектура 454, 459
Главный хребет Западной Малайзии 467
Горная Шория, географическая область 416, 422
Гранит, горы 135, 267
Гренвилл, провинция 110, 407
Гренландия 13, 20, 36, 47, 91, 95, 119, 336, 337, 338
Гурон, озеро 89

Дальний Восток 468, 471, 472, 474
Дарвин 103
Девон, графство 468, 470, 473
Делавэр, штат 8
Денвер 12, 115
Джемстаун 389
Джохор 468, 473
Дуранго 459

Западная Австралия, штат 21, 40, 73, 92, 138, 139
Западная Сибирь 418—420

Ивате, префектура 435
Императорский хребет 275

Индийский океан 59
Иньо, горы 269
Ирландия 156, 172, 178, 185, 186, 193, 194, 196, 200, 221, 222, 235
Исландия 264
Ист-Аллигейтор, река 101—103

Йель 12
Йосемитский национальный парк 269

Кавказ, горы 59
Казахстан 44, 57, 58, 60, 411, 435, 442
Калимантан, остров 269
Калифорнийский залив 164
Калифорния, штат 24, 29, 266, 337, 410, 416, 418, 420—425, 428—433, 448, 457—459, 463, 464, 480, 484, 494
Камаисп 409, 416, 418, 419
Камаринес-Норте 416, 419
Канадские Кордильеры, горы 245, 251, 254—256, 263, 272, 273, 275, 284, 338
Капская провинция 29, 31
Карамазар 450, 459
Карелия 468, 469, 473
Карпаты, горы 59
Каскадные горы 257, 269, 284
Кастер, графство 430
Катерпн 103
Катерпн, река 103
Кафедральный хребет 269
Кахатамбо, провинция 456, 459
Квебек, провинция 24, 29, 110, 434, 435
Квинсленд, штат 58, 91, 120—122, 454, 459, 467
Кембрпдж 392
Ки, озеро 99
Кипр 7, 26
Киргизия 435, 468, 470, 475
Кличкпнский район 468, 472
Коауила, штат 459
Колвези 33
Колорадо, плато 41, 85, 87, 123, 124, 126, 141, 256, 390
Колорадо, штат 12, 61, 91, 92, 113, 115, 124, 127, 135, 136, 271, 273, 335, 337, 338, 340, 347, 349, 352, 356, 358, 359, 388, 390, 392—395
Колумбия, округ 8
Кольский полуостров 119
Комати, река 21
Коннектикут, штат 12
Кордильеры, горы 60, 61, 257, 274
Корнуолл, графство 58, 456, 459
Красноярский край 416, 422
Кресчент, озеро 457
Кри, озеро 96
Ксанти 427, 431
Куба 417, 418, 420
Куга 425
Кузнецкий Алатау, горы 416, 422
Кула, хребет 415
Куронг 201
Куско 435

Лабрадор, полуостров 106
Лава-Бед 422
Ла-Ронж, озеро 96
Ливайнинг 269
Лима 276
Логджэм-Крик 338
Лодев 129, 131
Лусон, остров 416
Ляонин, провинция 464

Майо, округ 430
Маккай 435
Малага, провинция 422
Малые Антильские острова 409
Малый Кавказ, горы 288
Малый Хинган, хребет 468
Манитоба, провинция 22
Массачусетс, штат 392
Маунтин-Пасс 24
Мексиканский залив 123, 135, 234
Мессина 54
Минас-Жерайс, штат 40
Минданао, остров 416
Миннесота, штат 37
Миссисипи, долина 34, 35, 47, 54, 57, 156, 158, 175, 179, 185, 186, 189—191, 193, 194, 204, 227—229, 234, 235
Мичиган, штат 31, 55, 193
Миядзаки 468
Монтана, штат 248, 266, 337, 338, 340, 411, 416, 426, 431, 435, 463, 466, 477, 480

Намиб, пустыня 110
Натал, провинция 22
Невада, штат 91, 121, 256, 270, 276, 337, 338, 410, 416, 426, 427, 430—432, 435, 436, 440, 441, 452, 459, 461—464, 480, 482, 491, 493
Нижние Судеты, горы 169
Ниигата, префектура 435
Новая Британия, остров 257, 262, 305
Новая Гвинея, остров 245, 252, 253, 257, 258, 265—267, 270, 276, 277, 286
Новая Зеландия 431
Новая Шотландия, провинция 141
Новогвинейская возвышенность 262, 264—266
Новый Южный Уэльс, штат 48, 58, 464
Нью-Брансуик, провинция 58
Нью-Джерси, штат 407, 416
Нью-Йорк, штат 106, 416
Нью-Мексико, штат 92, 124, 127, 130—132, 135, 256, 266, 314, 315, 337, 338, 389, 407, 416, 417, 422, 423, 431, 435, 436, 439, 441, 444—446, 448, 450, 452, 456, 458—462, 477, 482, 484
Ньюфаундленд 7
Нью-Хейвен 12

Окип 53
Онтарио, провинция 91, 92, 109, 416
Орегон, штат 121, 122, 337
Орогранде 416
Охита 468, 471
Осло 405

Паханг, штат 468, 473, 474

Пенсильвания, штат 416, 420, 421
Перак, штат 468, 469, 473, 475
Передовой хребет 113, 115
Перуанские Анды, горы 254, 271
Пиренеи, горы 426, 427, 430, 431, 480, 484, 492
Пуэбла, штат 459
Пуэрто-Рико 266

Рейндир, озеро 96
Риверсайд, графство 422
Рихельсдорф 171, 206
Рудные горы 31, 45

Сайтама, префектура 416, 435, 441
Сакатекас, штат 417, 435, 442
Салмо 424, 430
Сан-Бернардино, графство 422
Сан-Луис, долина 394
Сан-Луис-Потоси 450, 459
Сан-Мартин, остров 266
Санта-Барбара 452
Сан-Хуан, горы 271
Сардиния, остров 416
Саскачеван, провинция 5, 89, 91, 95—97, 108, 110, 113
Саут-Аллигейтор, река 103
Свердловская область 418, 419
Северная территория 5, 91, 95, 96, 101, 108
Северный Кавказ, горы 427, 431
Северо-Восточная Сибирь 468, 469, 472, 474
Северо-Западные территории 113, 117, 410, 424, 428—430, 433, 445
Селангор, штат 468, 473
Селая 435, 441
Семи Рилских озер, район 427, 431
Сентрал-Сити 115
Сереско, хребет 348
Сибирь 7, 418, 475
Скалистые горы 61, 123, 255, 257, 388, 390, 392
Скандинавия 7, 24
Соломоновы острова 30, 257, 264
Сонора, штат 338, 426, 435
Средиземноморье 59
Средний Восток 196
Средняя Азия 425, 430, 468, 471, 472, 474
Сулавеси, остров 288, 297
Сьерра-Невада, горы 266, 269, 429, 480
Сьюард, полуостров 431, 472—474

Таджикская ССР 427, 431
Тасмания, остров 7, 58, 403, 410—412, 426, 428, 429, 431—433, 467—470, 472, 473, 475, 477, 480, 484, 494
Теннайл, хребет 356
Теннесси, штат 55, 56, 92
Тетюхинский район 454, 456, 459
Техас, штат 87, 92, 133, 212, 337, 338
Тиллей, озеро 457
Титибу 435
Тихий океан 27, 44, 58—60, 245, 248, 251, 252, 257, 258, 261, 262, 265, 268—270, 272—274, 276, 277, 337, 393
Тоскана, область 405, 416, 450, 454, 459
Тотиги 458
Трансвааль 50, 54
Тренгану, провинция 468, 474
Трепча 452, 459
Туэле, графство 431

Уайтхорс 431
Уанкавелика 435, 442
Узбекистан 44, 459
Украина 24, 58
Урал, горы 21, 29, 57, 60, 401, 416—419, 421, 435
Уэст-Элк-Маунтинс 356

Фиджи, острова 30, 252, 257
Филиппины 60, 247, 251, 253, 257, 258, 269, 270, 272, 273, 275, 401, 409, 416—419, 421
Флорида, штат 92
Фукуи, префектура 454, 459
Фукусима 435, 442
Фэрбенкс 430

Хан, река 111
Хантингтон, озеро 269
Хонсю, остров 416, 419
Хунань, провинция 450, 459, 468, 475
Хунин, департамент 435
Хьюон, полуостров 277

Центральная Азия 45, 59
Центральный массив 73, 91
Центральный Казахстан 287

Черное море 37
Черчилл, река 96
Чехия 58
Чилийские Анды, горы 253, 268
Чиуауа, штат 122, 450, 452, 459
Чукотка, полуостров 405, 468

Шаба, провинция 32, 117, 156—160, 201, 210
Шаста, графство 420
Шитару 161, 201

Элк-Маунтинс 392
Элкхорн 416
Эллистон 435
Эльба, остров 416
Эмигрант 340

Южная Австралия, штат 110, 137, 138, 201
Южная Атлантика 274

Южное Приморье 468
Юкон, территория 247, 337, 338, 424, 429—431, 433, 457, 459, 484
Юта, штат 61, 91, 92, 122—124, 127, 130, 135, 248, 266, 271, 276, 337, 338, 410, 416, 431, 435, 436, 439, 446, 491, 493
Якутия 416
Ямагути, префектура 425, 430, 435, 441, 468
Ямайка 266
Японское море 415

Именной указатель

Аббетт (Abbett) 370
Абрамсон (Abramson) 289
Адамс (Adams) 5, 72, 233
Айзак (Isuk) 391
Айзааксон (Isaacson) 394
Александер (Alexander) 472
Александров 468, 472, 474
Аллен (Allen) 112
Алстром (Ahlstrom) 12
Амад (Ahmad) 312
Амплеби (Umpleby) 475
Ангер (Anger) 216
Андерсон (Anderson) 228, 229, 251, 282, 489
Аннелс (Annels) 205, 211
Анфилигов (Anfiligov) 386
Армстронг (Armstrong) 93, 266
Аткинсон (Atkinson) 410, 447, 498
Атуотер (Atwater) 275, 277

Банкс (Banks) 267
Барабас (Barabas) 115
Баркер (Barker) 389
Барнс (Barns) 10, 248, 497
Барр (Barr) 284
Барреллл (Barrell) 428, 475, 498
Барретт (Barrett) 236
Бартоломé (Bartholomé) 211
Бартон (Barton) 11
Басселл (Bussell) 254
Бастер (Buster) 338
Батлер (Batler) 251
Баумер (Baumer) 260
Бауэр (Bauer) 286, 287
Бейкер (Baker) 397
Бейли (Bailey) 368, 369, 374
Бейн (Bain) 252
Бейтман (Bateman) 8, 423, 428, 432, 498
Бекрафт (Becraft) 10, 11
Белл (Bell) 270
Берглоф (Berglof) 129
Берд (Bird) 290—292
Берендт (Behrendt) 394
Бернем (Burnham) 265, 308, 322, 370, 371, 428, 496
Берни (Burnie) 216
Бернинг (Berning) 110-112
Берт (Burt) 394, 406, 444, 473, 477, 484, 485, 498
Бертон (Burton) 485
Билибин 16, 57

Бин (Beane) 6, 245, 285, 293, 294, 306, 317
Богданов 205
Боднар (Bodnar) 307, 309, 322, 377
Боттинга (Bottinga) 316
Боуэн (Bowen) 374
Бошо (Bauchau) 189, 193
Брайнер (Bryner) 251, 253, 257
Брайт (Bright) 387
Брамбо (Brumbaugh) 397
Брандт (Brandt) 205
Бранч (Branch) 250
Браун (Brown) 206, 210, 211
Бримхолл (Brimhall) 288, 320, 444
Бринкуорт (Brinkworth) 394
Брок (Brock) 389
Брукс (Brooks) 54
Букстром (Bookstrom) 6, 334
Бурьянова 205

Вайн (Vine) 187, 235
Ван ден Хевель (van den Heuvel) 226
Вандке (Wandke) 460
Ван Иден (van Eden) 204
Ван Олстин (van Alstine) 390
Ванс (Vance) 80
Ватанабе (Watanabe) 482
Ваэс (Vaes) 119
Ведеполь (Wedepohl) 209, 212, 231
Видейль (Vidale) 486, 487
Виллас (Villas) 271
Вильюн (Viljoen M.) 21
Вильюн (Viljoen R.) 21
Виноградов 46
Вольфхард (Wolfhard) 278
Вудуорд (Woodward) 212

Габлина 212
Гамбл (Gamble) 484
Гамильтон (Hamilton) 274
Ганди (Gandhi) 106
Ганстер (Ganster) 334, 347, 378
Гараньчик (Haranczyk) 203
Гарлик (Garlick) 33, 118, 119, 203—205, 207, 210, 211
Гаррелс (Garrels) 78, 79, 85, 248
Гарсон (Garson) 270
Гартнер (Gaertner) 99
Гаскилл (Gaskill) 356

Гейблман (Gableman) 57
Гейли (Galey) 335, 393
Германов 203
Герц (Herz) 24
Гилберт (Gilbert) 248, 282—284, 287—289, 296
Гилд (Guild) 61, 270
Гиллерман (Gillerman) 431
Гиллули (Gilluly) 259
Гилмор (Gilmour) 186, 247
Глюк (Glyuk) 386
Говард (Howard) 10
Годдард (Goddard) 389
Голайтли (Golightly) 7
Голдхабер (Goldhaber) 85
Гольдшмидт (Goldschmidt) 405, 428, 475, 486
Гордон (Gordon) 479
Горжевский 18
Гофман (Hofmann) 488
Гошек (Hoschek) 292
Грей (Gray) 410, 428, 431
Грейбил (Graybeal) 272
Грейг (Greig) 214
Грейнджер (Granger) 5, 72, 136
Григорьев 417, 418, 421, 423
Гринвуд (Greenwood) 478, 479, 498
Гудвин (Goodwin) 36
Гуноу (Gunow) 361, 380, 382
Гунцерт (Gunzert) 206
Густафсон (Gustafson) 6, 31, 32, 156, 203, 230, 235, 248, 283, 287, 288, 304, 313, 314, 444

Далькамп (Dahlkamp) 99
Д'Андреа (D'Andrea) 497
Данем (Dunham) 228
Дау (Dow) 252, 253
Даусетт (Dowsett) 397
Девидсон (Davidson) 228, 293
Девис (Davis) 322
Деймон (Damon) 267, 322
Де-Лонг (DeLong) 463
Де-Лонс (De Launay) 16
Денвер (Denver) 348
Деррикс (Derriks) 119
Десборо (Desborough) 20, 362
Дечов (Dechow) 216
Дёйчер (Deutscher) 138, 139
Джавой (Javoy) 316
Джеймс (James A. H.) 282
Джеймс (James H. L.) 35, 51
Джеймс (James L. P.) 286, 410, 447
Джекобс (Jacobs) 308
Джон (John) 281, 429
Джонс (Jones) 256
Дик (Dick) 423, 428, 429, 432, 485, 498
Дикинсон (Dickinson) 276
Диксон (Dixon) 18, 270
Диллес (Dilles) 455
Диманш (Dimanche) 194, 455
Дир (Deer) 382
Дирнли (Dearnley) 46
До (Doe) 215, 221, 388
Добсон (Dobson) 468, 471—474, 498
Домарёв 18
Древс (Drewes) 256
Дроздова 83

Дюнуайе де Сегонзак (Dunoyer de Segonzac) 187

Жариков 405, 423, 477, 482—484, 490, 496, 498
Жефруа (Geffroy) 129, 131

Замберг (Zumberge) 40
Зартман (Zartman) 215, 221, 222, 388
Захони (Zahony) 389

Исихара (Ishihara) 358, 411, 415, 466
Итон (Eaton) 399

Йодер (Yoder) 361

Кабри (Cabri) 22
Кадзивара (Kajiwara) 218
Кала (Calas) 74, 77, 80
Камилли (Kamilli) 334, 375
Канехира (Kanehira) 27
Карлайл (Carlisle) 139
Карман (Carman) 391
Кармайкл (Carmichael) 358, 361, 369, 370
Карпентер (Carpenter) 228
Картен (Carten) 346, 397
Квак (Kwak) 411, 481
Кемпбелл (Campbell) 216
Кеннеди (Kennedy) 377
Керминьяни (Cermignami) 489
Керр (Kerr) 423, 433
Керрик (Kerrick) 478, 485, 486
Кеслер (Kesler) 257, 263, 265, 266, 272, 273, 309, 411
Килинк (Kilinc) 308
Кимберли (Kimberley) 37
Кинг (King) 389
Кирхнер (Kirchner) 99
Кистлер (Kistler) 268, 269, 411
Кларк (Clark) 251
Клауд (Cloud) 46, 50, 51
Клемми (Clemmey) 204, 205
Клок (Cloke) 309
Коббинг (Cobbing) 254
Козеренко 18
Кондон (Condon) 119
Кони (Coney) 254, 274, 275, 322, 393, 409
Константинович (Konstantinowicz) 205, 206
Коржинский 486—488, 494, 498
Королев 80
Корсини (Corsini) 460
Костер ван Гроос (Koster van Groos) 367, 374
Коттерилл (Cotterill) 20
Коченов 85, 86
Красунь (Krasún) 206, 212, 236
Крауме (Kraume) 213
Краускопф (Krauskopf) 230, 429, 432, 498
Криси (Creasy) 263, 265, 266
Кристиансен (Christiansen) 275
Кунц (Kunz) 389
Купер (Cooper) 256
Кутырев 205

Лазничка (Laznicka) 18, 251
Лайдон (Lydon) 7
Лангмюр (Langmuir) 74, 78, 79

Ла-Пуан (LaPoint) 202
Ларж (Large) 410
Ларсен (Larsen) 429, 433
Ларсон (Larson) 274, 394
Лафлин (Laughlin) 387
Ле-Андерсон (LeAnderson) 361, 397
Левенталь (Leventhal) 83, 85, 109
Леман (Lehman) 322, 460
Ле-Метр (LeMaitre) 357, 359
Леонов 17
Лефевр (Lefebvre) 201
Ли (Li) 83
Ливингстон (Livingston) 267, 270
Линдгрен (Lindgren) 16, 248, 382, 428, 460, 475, 498
Липман (Lipman) 275, 392—394
Логан (Logan) 226
Лок (Lock) 201
Ломбард (Lombard) 53
Лондон (London) 406
Лоуэлл (Lowell) 61, 248, 251, 274, 282—284, 287—289, 296, 386
Лю (Liou) 479, 498

Магара (Magara) 232
Магнуссон (Magnusson) 406, 486
Майер (Maier) 377
Майо (Mayo) 255
Мак-Ардл (McArdle) 214
Мак-Доналд (MacDonald) 262, 265
Маккей (Mackey) 80
Мак-Келви (McKelvey) 11
Маккензи (Mackenzie) 236
Мак-Кензи (MacKenzie) 335, 378, 379, 381, 386
Мак-Клей (McClay) 213
Мак-Миллан (MacMillan) 259, 322
Макнаб (Macnab) 262
Мак-Набб (McNabb) 304
Манн (Mann) 138
Манская 83
Манске (Manske) 322
Мао (Mao) 487
Маргулис (Margulis) 52
Маровский 216, 221
Марш (Marsh) 395
Матиас (Mathias) 207
Мацукума (Matsukuma) 29, 30
Мейер (Meyer) 5, 13, 195, 283, 385, 444
Мейнерт (Meinert) 6, 453, 455, 462, 465—467, 485, 496
Мейсон (Mason) 262, 263, 265, 273
Мендельсон (Mendelsohn) 194, 204, 210
Митчелл (Mitchell) 270
Михалик (Mihalik) 362
Монтойя (Montoya) 300
Моро (Moreau) 112
Моррисси (Morrissey) 194
Мур (Moore) 84, 460
Мюллер (Mueller) 485

Найт (Knight) 301, 475
Налдретт (Naldrett) 7, 11
Напп (Knapp) 265
Наркелюн (Narkelyun) 196
Незер (Naeser) 392, 393
Ней (Ney) 251, 255, 278
Некрасов 467, 468, 474, 475
Несбитт (Nesbitt) 21
Нидем (Needham) 107
Нильсен (Nielsen) 274, 286, 315
Нобл (Noble) 276
Нокколдс (Nockolds) 357, 359
Нокльберг (Nokleberg) 428, 431
Нопф (Knopf) 415, 475, 498
Нортон (Norton) 265, 271, 301, 305, 310, 311, 322
Ньюберри (Newberry) 6, 429, 431, 432, 436, 449
Нэш (Nash) 5, 72, 307, 312

Оберц (Oberc) 203
Обрадович (Obradovich) 393
Ог (Haug) 418
Оле (Ohle) 11, 34, 35
Омото (Ohmoto) 215, 312, 313, 496
Охаси (Ohashi) 30

Пагель (Pagel) 99
Палмер (Palmer) 475
Парк (Park) 463, 465
Парри (Parry) 308
Пейдж (Page) 23, 252, 266
Пейдж (Paige) 248
Пек (Peck) 22
Пелиссоннье (Pelissonnier) 188, 192, 196
Перейра (Pereira) 18, 270
Перри (Perry) 51, 322, 410
Петерман (Peterman) 388
Петерсен (Petersen) 251
Петерсон (Peterson) 12, 282
Пикок (Peacock) 358
Питман (Pitman) 274
Питчер (Pitcher) 254
Покалов 463
Поммер (Pommer) 85
Попп (Popp) 488
Поти (Poty) 488
Прайс (Price) 355
Прескотт (Prescott) 461
Преториус (Pretorius) 6, 11, 40
Принц (Prinz) 11
Прис (Preece) 285, 306, 317, 322
Проффитт (Proffett) 415

Рай (Rye) 214, 215, 221, 312, 313
Райт (Wright) 211, 228
Ракли (Rackley) 126
Рансом (Ransome) 248, 256
Ранта (Ranta) 334
Рафальский 81
Рейнолдс (Reynolds) 314, 315, 322
Ренфро (Renfro) 233
Ренцш (Rentzsch) 192, 206, 211
Рёддер (Roedder) 232, 248, 377
Риккард (Rickard) 194, 204, 211, 220, 221
Рикквуд (Rickwood) 383
Рич (Rich) 81
Ричардс (Richards) 236
Робертсон (Robertson) 40 41
Робин (Robyn) 61
Робинсон (Robinson) 394
Рожкова 83, 84

Роз (Rose) 229, 282, 296, 301, 444, 477
Ронов 51
Роско (Roscoe) 46
Росс (Ross) 21
Роулендс (Rowlands) 55
Руиз (Ruiz) 60
Румянцева 80
Рундквист (Rundquist) 18

Сайнсбери (Sainsbury) 411
Сангстер (Sangster) 7, 218, 219, 222, 236, 418
Сасаки (Sasaki) 218
Сатерленд Браун (Sutherland Brown) 273, 337, 339
Саттон (Sutton) 46
Серафим (Seraphim) 254
Серкес (Serkies) 203
Серлс (Surles) 460
Серфейс (Surface) 397
Сиббалд (Sibbald) 99
Сидоренко А. В. 40
Сидоренко С. А. 40
Силлитое (Sillitoe) 60, 270, 271, 274, 289, 391—393, 415
Симадзаки (Shimazaki) 410, 411
Симмонс (Simmons) 390, 391, 394
Симс (Sims) 11, 389
Сингер (Singer) 188
Скиннер (Skinner) 5, 11, 22, 23
Смирнов 16, 57, 225, 405, 407, 417, 477, 484, 498
Смит (Smith G. E.) 202
Смит (Smith R. P.) 334, 361, 365, 387
Смит (Smith S. E.) 194, 232
Снайдер (Snyder) 389
Соколов 417, 418, 421, 423
Сонневиль (Sonnevil) 463
Сорегароли (Soregaroli) 337
Соукинс (Sawkins) 55, 270, 271
Спенс (Spence) 248
Спенсер (Spencer) 460
Сперр (Spurr) 8
Стейн (Stein) 397
Стейнингер (Steininger) 334
Стейси (Stacey) 221
Стентон (Stanton) 193
Стивен (Steven) 393
Стормер (Stormer) 361
Стрнад (Strnad) 100
Стронг (Strong) 57, 270
Сур (Suhr) 385
Сурираджан (Sourirajan) 377

Тайлер (Tyler) 135
Такахаси (Takahashi) 410, 415
Танелли (Tanelli) 406
Тарни (Tarney) 50
Таттл (Tuttle) 361, 369, 374
Тацуми (Tatsumi) 11, 27
Тейер (Thayer) 20—22
Тейлор (Taylor B. E.) 428, 479
Тейлор-мл. (Taylor H. P., Jr.) 411
Тейлор (Taylor R. G.) 467
Теодор (Theodore) 312
Тернер (Turner) 230
Титли (Titley) 6, 60, 245, 251—253, 256, 267, 270, 272, 275, 277, 281, 305, 318, 339, 462
Томас (Thomas) 335
Томпсон (Thompson) 251, 252, 322, 486, 487
Тугаринов 18, 46
Тунс (Toens) 139
Туртло (Tourtelot) 187, 235
Туэто (Tweto) 273, 356, 389, 392, 394
Тюрнор (Turneaure) 16

Уайт (White A. J. R.) 466
Уайт (White D. E.) 211, 228, 234, 236
Уайт (White W.) 6, 34, 232, 322, 334, 338, 378
Уайт
Уайтхед (Whitehead) 460
Уеда (Uyeda) 415
Уилкинсон (Wilkinson) 316
Уилли (Wyllie) 367
Уилсон (Wilson J. S.) 11
Уилсон (Wilson J. W. J.) 308
Уильямс (Williams C. E.) 214
Уильямс (Williams D. A. C.) 282
Уильямс (Williams G. E.) 46
Уильямс (Williams N.) 6, 31, 32, 156, 191, 192, 203, 208, 213, 218, 221
Уиндли (Windley) 17, 47
Уитни (Whitney) 265, 361
Уодсуорт (Wadsworth) 259, 260
Уокер (Walker) 83, 232, 322
Уоллес (Wallace) 335, 337, 340, 343, 347—352, 356, 364, 365, 367, 378, 388, 389, 394, 396
Уолпол (Walpole) 119
Уолтер (Walther) 479, 488, 489
Уоррен (Warren) 136
Уортингтон (Worthington) 437
Уэннер (Wenner) 316
Уэстджон (Westjohn) 397

Фан (Phan) 405, 406
Фейсс (Feiss) 272, 273
Феллоус (Fellows) 322
Фенн (Fenn) 371
Фергусон (Ferguson) 107
Ферсман 230
Филд (Field) 251, 312—314
Филлипс (Phillips) 281
Финч (Finch) 141
Фишер (Fischer) 251
Фор (Faure) 387
Франклин (Franklin) 7
Франсуа (François) 33
Франц (Frantz) 487, 488
Фрейзер (Fraser) 260
Фукути (Fukuchi) 30
Фурнье (Fournier) 286, 287

Хагни (Hagni) 207
Хадсон (Hudson) 338
Хайн (Hine) 262, 265
Хамблтон-Джонс (Hambleton-Jones) 139
Хант (Hunt) 248, 287, 289, 304, 444
Хантер (Hunter) 20
Хармс (Harms) 236

Харрис (Harris) 11
Харрисон (Harrison) 32
Харшман (Harshman) 126
Хатчинсон (Hutchinson C. S.) 467
Хатчинсон (Hutchinson H. W.) 288
Хатчинсон (Hutchinson R. W.) 26, 50, 58, 194, 475
Хауд (Howd) 497
Хауэлл (Howell) 348, 352
Хедж (Hedge) 387, 390, 391
Хейдрик (Heidrick) 251—253, 270, 275, 322
Хейли (Haley) 348
Хейнс (Haynes) 236, 318, 322
Хекиниан (Hekinian) 234
Хелгесон (Helgeson) 248, 290, 291, 293—295, 300, 302, 479, 488, 489, 498
Хемли (Hemley) 248, 283, 290, 298, 300, 304, 385, 444
Хендерсон (Henderson) 349
Хернон (Hernon) 248
Хесс (Hess) 429
Хикс (Hicks) 339
Хилдрет (Hildreth) 391, 395
Хинг (Hing) 481
Хитчон (Hitchon) 232
Хоббс (Hobbs) 433
Ходдер (Hodder) 288
Холи (Hawley) 389, 390
Холл (Hall) 378
Холланд (Holland) 89
Холлбауэр (Hallbauer) 40
Холлистер (Hollister) 43, 57, 61, 251, 254, 255, 257, 280, 284, 285, 296, 297
Холсер (Holser) 219
Хорикоси (Horikoshi) 29, 30
Хортон (Horton) 251
Хоскинг (Hosking) 467
Хостетлер (Hostetler) 78, 79
Хоукинс (Hawkins) 121, 122
Хуве (Hoeve) 99
Хьюитт (Hewitt) 487
Хэнор (Hanor) 228

Центилли (Zentilli) 268
Цепин 212

Чамански (Czamanske) 214
Чаппелл (Chappell) 277, 410, 466
Чивас (Chivas) 260, 308

Шалаи (Szalay) 84, 85
Шарп (Sharp J.) 335, 347—349, 356
Шарп (Sharp W. N.) 362
Шафикуллах (Shafiqullah) 267, 322
Шварц (Schwartz) 255
Шеклтон (Shackleton) 53
Шеппард (Sheppard) 300, 303, 315, 316
Ширмен (Shearman) 232
Шмидт (Schmidt) 411
Шмидт-Коллерус (Schmidt-Collerus) 82, 83, 85
Шмитт (Schmitt) 251, 256, 460
Шолл (Scholl) 276
Шопф (Schopf) 51
Шоу (Shaw) 135
Шрейер (Schreyer) 478
Шрёдер (Schreuder) 53
Шэннон (Shannon) 397

Щерба 467

Эванс (Evans) 348
Эвернден (Evernden) 268, 269
Эдвардс (Edwards) 410, 428
Эйнауди (Einaudi) 6, 285—287, 289, 298, 299, 312, 410, 428, 436, 447, 484, 485, 493
Эйрхарт (Arehart) 297
Эллиот (Elliot) 433
Энгел (Engel) 54
Энтуисл (Entwistle) 202
Эренберг (Ehrenberg) 214
Эскола (Eskola) 406, 486

Юн (Yun) 457, 458, 460, 461

Янс (Jahns) 370, 371

Содержание

Предисловие редактора перевода 5

75 лет журналу Economic Geology. *Перевод И. Н. Кигая* 8

Ч. Мейер. Процессы рудообразования в геологической истории. *Перевод А. Л. Дергачева* 13

Дж. Т. Нэш, Х. Грейнджер, С. С. Адамс. Геология и концепции генезиса важнейших типов урановых месторождений. *Перевод И. Н. Кигая* 72

Л. Б. Густафсон, Н. Уильямс. Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка в осадочных породах. *Перевод И. Н. Кигая* 156

С. Р. Титли, Р. Э. Бин. Медно-порфировые месторождения. *Перевод Ю. С. Бородаева* 245
Часть I. Геологическая позиция, петрология и тектогенез 247
Часть II. Гидротермальные изменения и минерализация 278

У. Уайт, А. А. Букстром, Р. Дж. Камилли, М. В. Ганстер, Р. П. Смит, Д. Ранта, Р. Стейнингер. Основные черты и происхождение молибденовых месторождений типа Клаймакс. *Перевод И. В. Карлиной* 334

М. Т. Эйнауди, Л. Д. Мейнерт, Р. Дж. Ньюберри. Скарновые месторождения. *Перевод Ю. С. Бородаева* 401
Предметный указатель 516
Указатель географических названий 525
Именной указатель 529

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ» ИБ № 5355

Т. 87

ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
Том 1

Б. Скиннер, редактор

Старший научный редактор В. С. Краснова
Старший научный редактор М. Е. Яковенко
Научный редактор В. И. Чернышева
Младший научный редактор Т. С. Егорова
Младший научный редактор А. В. Швыряева
Художник В. Е. Карпов
Художественный редактор А. Я. Мусин
Технические редакторы М. А. Страшнова, Л. П. Бирюкова
Корректор А. Я. Шехтер

Сдано в набор 28.03.84. Подписано к печати 29.08.84.
Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага типографская № 1.
Гарнитура обыкновенная. Печать высокая.
Объем 17 бум. л. Усл. печ. л. 47,19.
Усл. кр.-отт. 47,19, в т/ч вкл. 0,29. Уч.-изд. л. 54,48.
Изд. № 5/3028. Тираж 1745 экз. Зак. 01329. Цена 5 р. 40 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
129820, ГСП, Москва, И-110, 1-й Рижский пер., 2.

Ордена Трудового Красного Знамени
Московская типография № 7
«Искра революции» Союзполиграфпрома
Государственного Комитета СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва 103001, Трехпрудный пер., 9.

Сканирование - *AAW*
DjVu-кодирование - *Беспалов*



5 40