

У. У. Шанатар

**ОСНОВЫ УЧЕНИЯ
О РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ**

*Издательство
Харьковского университета*

И. И. ТАНАТАР

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

*Допущено Министерством высшего образования
УССР в качестве учебного пособия для сту-
дентов геологических факультетов высших
учебных заведений УССР*

5294

ИЗДАТЕЛЬСТВО
ХАРЬКОВСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА имени А. М. ГОРЬКОГО
Харьков



Настоящее учебное пособие является сводкой новейшей литературы по теории рудообразования. Так как эта литература весьма обширна и часто противоречива, то приводятся различные взгляды на процессы рудообразования.

Такая сводка, возможно, несколько обширна, но она особенно нужна в настоящее время — при переходе студентов на самостоятельное углубленное изучение предмета.

Курс изложен в доступной для студентов форме. Он построен на базе геохимии, изучающей законы миграции и концентрации химических элементов, и на базе структурной геологии, исследующей пути миграции химических элементов, а следовательно, и формы залегания рудных тел.

Объем курса отвечает программам Министерства высшего образования.

Ответственный редактор — член-корреспондент
АН УССР Я. Н. Белевцев.

ОТ РЕДАКТОРА

Книга «Основы учения о рудных месторождениях» является учебным пособием для студентов геологических специальностей вузов УССР и по существу представляет собой обширную сводку материалов по различным вопросам теории рудообразования. Автор ее И. И. Танатар — один из старейших профессоров нашей страны, известный своими многочисленными работами о рудных месторождениях, более пятидесяти лет заведует кафедрой полезных ископаемых в Днепропетровском горном институте, где с его участием воспитана большая армия геологов. В течение полувека он изучал различные рудные месторождения, внимательно следил за мировой литературой по теории рудообразования и накопил огромный опыт в этом важном деле, значительная часть которого оформлена в виде настоящей книги.

Содержание книги изложено автором в трех разделах: основы геохимии, основы структурной геологии и рудообразовательные процессы.

Основам геохимии И. И. Танатар уделил большое внимание. В сжатой и доходчивой форме им изложены все важнейшие геохимические параметры, определяющие миграцию и концентрацию элементов в различных геологических процессах. В конце раздела кратко описаны геохимические системы, геохимические провинции и геохимические эпохи.

В разделе структурной геологии также в простой и понятной форме освещены основные вопросы структур рудных полей, месторождений и залежей. Много внимания уделено трещинным структурам и порам ввиду их большой роли в размещении оруденения.

В том же аспекте описаны рудообразовательные процессы. Здесь автор критически рассматривает различные классификации рудных месторождений и дает свою, несколько отличную от известных классификаций, в соответствии с которой написаны все последующие главы. В этой части книги критически разбирается основная литература по вопросам

рудообразования. В частности, много внимания уделено и много заимствовано из работ А. Г. Бетехтина, Д. С. Коржинского и В. А. Николаева, приведенных в известном капитальном труде «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях» (1953 г.).

Вся книга И. И. Танатара написана без преклонения перед признанными идеями в данной области науки, с критическим разбором и собственными, подчас оригинальными, суждениями по некоторым вопросам.

Мы не можем согласиться с некоторыми положениями автора, например, с переоценкой им роли многих геохимических параметров в миграции и концентрации элементов в земной коре, наряду с отсутствием конкретных руководящих геохимических идей, которыми мог бы воспользоваться геолог на производстве. Нельзя одобрить своеобразную оценку кливажа как тонкой трещиноватости, генетическую классификацию трещин, приведенную автором, и некоторые другие утверждения. Однако все это частные вопросы, касающиеся главным образом различных точек зрения и различных школ ученых. Нельзя же всем ученым думать одинаково и однозначно оценивать недостаточно изученные сложные геологические явления природы.

В целом книга вполне приемлема для геологических факультетов вузов в качестве учебного пособия и принесет большую пользу не только студентам, но и геологам, занятым поисками рудных месторождений.

Я. Н. Белевцев — член-корреспондент АН УССР.

ОТ АВТОРА

Изданная в 1950 году тиражом в 3000 экземпляров моя книга на эту же тему разошлась очень быстро, покрыв лишь незначительную часть спроса на нее. Одобрительные отзывы и большой спрос на книгу побудили меня приступить к переизданию ее. Но простое переиздание было нецелесообразно, так как за истекший срок появилось много капитальных работ по теории рудообразования, причем часто идущих в разрез с существовавшими до того времени гипотезами. Поэтому книга написана мной наново, однако структура ее осталась старая, т. е. книга составлена на базе геохимии и структурной геологии, так как в этом виде она получила одобрение у читателей.

Вышедшая в 1955 году книга П. М. Татаринова «Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых» построена на иных принципах. Поэтому она не исключает появления в печати нашей книги, тем более что данная книга базируется на новейших достижениях геохимии и структурной геологии. Так, например, А. Д. Ершов в своей статье «Разработать прогрессивную теорию рудообразования», придает большое значение геохимии. Он пишет: «Геохимия руд и закономерности распределения элементов (топогеохимия), слабо разработавшиеся после смерти одного из основоположников геохимии А. Е. Ферсмана, должны занять в учении о рудных месторождениях ведущее место¹, ибо геохимические связи элементов, отражающиеся в определенных парагенетических группировках минералов и элементов, в их концентрации и рассеянии, лежат в основе понимания всех процессов рудообразования и имеют огромное практическое значение. Достаточно напомнить, что на минералогических и геохимических закономерностях концентрации и рассеяния базируются методики поисков: шлиховой, металлометрический, флориметрический, гидрогеологический и дру-

¹ Подчеркнуто мной. — И. Т.

гие. Парагенезис элементов и минералов используется при оценке рудных выходов, благонадежности данного типа руд; при суждении о возможности нахождения руд тех или других металлов в данном районе и при решении многих других вопросов»¹.

Что касается роли структурной геологии в учении о полезных ископаемых, то в этом никто не сомневается, причем, как пишет А. Д. Ершов (там же, стр. 13), «увлечение структурно-тектоническими построениями привело, наряду с положительными результатами, к двум крупным ошибкам: а) переоценке крупных глубинных разломов как прямых рудо-контролирующих структур; б) к геометризации и отрыву структурных построений от вмещающих пород и к односторонней, в связи с этим, трактовке факторов, контролирующих оруденение».

В данной книге подводятся итоги новейшей отечественной и иностранной литературы по вопросам рудообразования, причем с критическими замечаниями о трактовке различных генетических типов, даваемой разными авторами, так как в ней гипертрофируется одна какая-нибудь сторона процесса. Например, в гипотезе Ф. И. Вольфсона гидротермальные процессы связываются только с жильными магматическими телами, тогда как они связаны и с другими магматическими телами. В классификации Е. Е. Захарова отрицаются пневматолитовые и даже гидротермальные процессы как рудообразовательные. В классификации Х. М. Абдуллаева преувеличивается роль боковых пород. В гипотезе А. Н. Заварицкого о пегматитообразовании гипертрофируются вторичные процессы.

Одновременно автор пересмотрел старые представления о контакт-метасоматических образованиях, выделив их в самостоятельную группу весьма сложных метаморфических процессов, протекающих при высоких температурах контакта, пневматолитовых, следующих за первыми, и, наконец, гидротермальных, заканчивающих контактные, а не одного только пневматолитового, как это принято в учебниках. В целом автор взял за основу классификацию акад. В. А. Обручева, сделав лишь небольшие коррективы согласно новейшим данным.

В заключение автор выражает благодарность сотрудникам кафедры полезных ископаемых — доцентам В. И. Скаржинскому, Л. В. Корчагину, прочитавшим работу и сделавшим те или иные замечания, а также студенту Чжу Сюнь за помощь при составлении главы «Металлогенические провинции и металлогенические эпохи».

¹ «Разведка недр», 1953, № 2, стр. 14.

ВСТУПЛЕНИЕ

Определение основных понятий курса

Приступая к изучению курса о рудных месторождениях, надо прежде всего остановиться на его основных понятиях, а затем — на цели, задачах и на его истории.

Полезным ископаемым называется минеральное сырье, которое использует человек. Однако это понятие уже потеряло свой смысл, так как теперь все виды минерального сырья полезны. Термин возник в то время, когда технология минерального сырья стояла на столь низком уровне, что многие ископаемые, как, например, вольфрамовые, никелевые и кобальтовые руды, считались не только не полезными, но и вредными, ибо присутствие их мешало выплавке сопровождаемых ими руд: вольфрамовые руды мешали выплавке оловянных, а кобальтовые и никелевые — выплавке серебряных.

Это отрицательное отношение к указанным металлам отразилось и на их названиях. Слово вольфрам происходит от немецких слов *во* — волк и *ль* — сливки, так как при выплавке олова вольфрам дает пену («сливки») ¹, а названия кобальт и никель — это имена двух горных духов по старому поверью немцев.

В настоящее время технология минерального сырья настолько развилась, что все ископаемые являются полезными, и промышленное применение определяется их качеством. Например, известняк очень чистый (с 1—2% примесей) идет как флюс в доменную плавку, менее чистый (с содержанием минеральных примесей до 5%) применяется в строительном деле — для выжигания извести, сильно песчаный используется в качестве строительного камня, а сильно глинистый, так называемый мергель, находит применение в цементной промышленности.

Все виды минерального сырья делятся по способу их использования на три большие группы: если они идут на вы-

¹ Итальянцы эту пену называют волчьей слюной (*lupus spumea*).

плавку металла, то называются рудными, или просто рудами; если используются в сыром виде — в качестве строительных камней или в переработанном, то называются нерудными, или неметаллическими; если же они применяются как энергетическое сырье, то называются горючими, или, менее удачно, каустобиолитами¹, т. е. горючими камнями жизненного, или органического образования. Сюда относятся угли, горючие сланцы, нефть и горючие газы. Понятно, что нефть и газы к камням не относятся, поэтому термин этот неудачен.

К сожалению, приведенное выше деление минерального сырья на три группы в отношении рудных и нерудных ископаемых некоторыми геологами смешивается, и словом руда часто называют не только тот вид сырья, из которого извлекается металл, но и тот, из которого металл не извлекается. Говорят, например, графитовая руда, асбестовая руда, тогда как эти виды сырья идут на производство графита, асбеста, а не металла. Некоторые геологи называют сырье не по названию полезного ископаемого, а по названию той промышленности, где оно применяется. Например, говорят агрономическое сырье (сюда входят апатит, фосфорит, глауконит, селитра, калийные соли); химическое сырье (к нему относятся серный колчедан, из которого получают серную кислоту, а не железо, включенное в его состав, поваренная и глауберова соль); сырье для электропромышленности (слюды мусковит, флогопит); керамическое сырье (название происходит от греческого слова керамикос — глиняный, т. е. сырье, получающееся из разных глин, а также полевые шпаты, как подсобное сырье).

Другим основным понятием является месторождение. Под месторождением полезного ископаемого, в частности рудного, мы понимаем такой участок земной коры с характерной геологической структурой, где полезное ископаемое сконцентрировано в размерах, достаточных для эксплуатации, причем качество сырья должно удовлетворять требованиям промышленности². Требования же промышленности

¹ Слово каустобиолит состоит из трех греческих слов: каустос — жгучий или горючий, биос — жизнь и литос — камень.

² В геологическом словаре под рудным месторождением понимается одно или несколько пространственно сближенных и генетически связанных рудных тел, которые могут обычно разрабатываться совместно (одним рудником), а под месторождением вообще — естественное скопление полезного ископаемого в земной коре, разработка которого при данной экономической конъюнктуре может считаться целесообразной.

Проф. П. М. Татаринov в своем учебнике 1955 г. определяет его «как скопление минерального вещества в земной коре, образовавшееся под влиянием тех или иных геологических процессов, которое в количествен-

определяются еще целым рядом других факторов: условиями транспорта, наличием топливных и водных ресурсов, характером руды (однородная или комплексная), свойствами вмещающих пород и, наконец, климатическими условиями. При благоприятных экономических условиях требования к сырью могут быть снижены. Таковы требования промышленности в мирное время. В условиях военного времени требования к сырью могут быть еще снижены.

Качество руды определяется прежде всего процентным содержанием в ней металла, сопровождающими его минералами других металлов, т. е. является ли руда однородной — монометаллической, или разнородной — полиметаллической. Поэтому процентное содержание в промышленной руде металла может колебаться в значительных размерах. На требование к составу руды существенное влияние оказывает также стоимость того металла, который получается из нее. Например, содержание железа в руде должно составлять не ниже 30%, содержание же золота или платины настолько низкое, что его выражают не в процентах, а в граммах на тонну руды, ибо руды драгоценных металлов состоят преимущественно из нерудного минерала. Руды дешевых металлов состоят из рудных минералов с примесью нерудных, или, во всяком случае, рудные преобладают. Надо отличать руду от рудного минерала. Руда — более сложное понятие, чем рудный минерал, так как в нее входят и рудные и нерудные минералы.

Более крупные рудоносные участки, охватывающие несколько месторождений, называют рудными полями, рудными зонами, рудными узлами, а очень большие участки — металлогеническими провинциями, рудными поясами.

В Геологическом словаре 1955 г. Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) дается такое определение этих понятий:

1. «Рудное поле — крупный участок земной поверхности (и недр), заключающий в себе ряд рудных месторождений, обычно сходных между собой по составу и генезису оруденения. До сих пор не существует твердо установленного общего понятия рудное поле, и в литературе по рудным месторождениям термин употребляется в различном смысле,

ном и качественном отношении пригодно для промышленного использования». Но размерность оруденелого участка не отмечается, поэтому под указанное определение подходят и рудные тела, и рудные узлы, и металлогенические провинции и ряд других оруденелых участков. Кроме того, это определение не дает геоструктурной характеристики месторождения.

иногда применительно к участкам отдельных месторождений, что неправильно».

2. «Рудная зона — значительная по размерам, обычно линейно-вытянутая зона, в пределах которой располагаются рудные месторождения определенных типов и металлов. Приуроченность месторождения к этой зоне обусловлена особенностями ее геологического строения (тектонической структуры, магматической деятельности и т. д.). Термин рудная зона применяется также и в отношении небольших рудоносных структур линейного типа».

Примерами рудных зон могут служить рудоносные участки по Ингульцу и Саксагани в Криворожском железорудном районе.

3. «Рудный узел — местное скопление (группа) рудных месторождений в пределах рудоносного района, обусловленное какими-либо особенностями геологического строения: пересечением двух тектонических линий (двух зон разломов, оси антиклинали с зоной разлома и т. п.); выходом интрузии, с которой генетически связано оруденение, с благоприятными для рудоотложения элементами структуры и т. д.».

Примером рудного узла может быть участок Первомайского рудника в Криворожском районе.

В. М. Крейтер называет рудные узлы рудными полями¹.

4. «Металлогенетическая, или металлогенетическая провинция — область, рудные месторождения которой обладают общими характерными чертами, заставляющими предполагать их генетическое родство в связи с геологическими процессами, протекавшими в этой области. В геологической литературе еще нет вполне установившегося толкования термина металлогенетическая провинция. В частности, одни авторы применяют его к ограниченным областям, другие — наоборот, к чрезвычайно обширным».

Примером металлогенетической провинции может служить Украинская железорудная провинция криворожского типа руд. К металлогенетическим провинциям может быть отнесен рудоносный бассейн, как обширная область осадочного рудообразования².

5. «Рудный пояс — крупный по размерам (регионального масштаба), вытянутый в определенном направлении участок (полоса) земной коры, в котором сосредоточены рудные месторождения одного или нескольких близких генетических типов и определенных металлов. Рудный пояс обычно, в свою очередь, подразделяется на ряд рудных зон».

¹ См. ниже раздел «Структура рудных полей, месторождений и рудных тел».

² В Геологическом словаре 1955 г. определения этого понятия нет.

6. «Металлогенический пояс — крупнейший геотектонический пояс земного шара, расположенный на месте бывших геосинклиналей и объединяющий ряд металлогенических провинций. Примерами являются Тихоокеанский и Средиземноморский пояса».

Из малых оруденений выделяют рудное тело, рудную залежь. В Геологическом словаре даются такие определения этих понятий:

«Рудное тело — общее название скопления руды любой формы».

«Залежь рудная — общее наименование формы рудного тела, у которого размеры по двум направлениям обычно больше, чем по третьему (мощности)».

В зависимости от сходства с формой различных геологических тел залежи рудные разделяют на пластообразные, штокообразные, линзообразные».

* * *

Перейдем к рассмотрению связи учения о рудных месторождениях с другими науками.

Самую тесную связь учение о месторождениях полезных ископаемых, в частности рудных, имеет с петрографией, так как руда редко состоит из одного рудного минерала. В основном она слагается из нерудных, или порообразующих минералов. Поэтому и методика изучения руд большей частью петрографическая — оптический анализ, с тем только отличием, что большая часть рудных минералов, как непроницаемых для света даже в тонких шлифах, изучается не в проходящих, а в отраженных лучах. Особое значение имеет связь генезиса рудных месторождений с петрогенезисом пород.

Однако, несмотря на очень тесную связь с петрографией, учение о рудных месторождениях в большей степени базируется на геохимии — науке, изучающей в основном условия миграции и концентрации или рассеяния химических элементов в земной коре, а знание этих условий — самое необходимое для разведки недр. Поэтому основой учения о полезных ископаемых должна считаться геохимия.

А. Е. Ферсман пишет: «Учение о полезных ископаемых есть часть современной геохимии, и вне методов геохимического и минералогического анализа оно развиваться не может»¹.

Для геолога-разведчика, однако, мало знать законы миграции и концентрации или рассеяния химических элементов.

¹ А. Е. Ферсман. Геохимия, т. I, стр. 39, Госхимтехиздат, 1934.

Надо знать также и место концентрации руды, а для этого необходимо иметь представление о путях миграции рудных растворов. Этот вопрос решается наукой, изучающей структуру земной коры, главным образом пути миграции химических элементов, так называемой структурной геологией.

Итак, геохимия и структурная геология являются теми устоями, на которых должно базироваться современное учение о месторождениях полезных ископаемых.

Однако учение о полезных ископаемых связано не только с геохимией и петрографией, но также с исторической геологией, ибо полезные ископаемые являются исторически развивающимися телами и вне связи с исторической геологией рассматриваться не могут. Известно, что разные по возрасту горные системы отличаются друг от друга преобладанием того или иного комплекса полезных ископаемых, в частности рудных.

Учение о месторождениях полезных ископаемых имеет очень тесную связь также с минералогией, ибо минералы являются теми основными частицами, из которых слагаются породы. Кроме того, минералогия, изучая парагенезис минералов, дает возможность судить об условиях их образования. В настоящее время на парагенезисе основывается выделение рудных формаций.

Поскольку минералы, горные породы и руды являются естественными физико-химическими телами, учение о полезных ископаемых базируется и на физической химии.

Учение о полезных ископаемых связано также с кристаллографией и кристаллохимией, ибо первая позволяет определять химический состав минерала по форме кристалла, а вторая — по строению кристаллической решетки.

Таким образом, учение о полезных ископаемых является главным в цикле геологических наук и требует знания их всех.

Цель и задачи курса

Цель курса — научить отыскивать промышленные месторождения полезных ископаемых с наименьшей затратой средств и времени.

Задачей курса является изучение условий образования того или иного типа месторождений полезного ископаемого или металлогении¹, так как, только зная условия образования

¹ Под металлогенией понимается часть учения о рудных месторождениях, изучающая закономерности распределения месторождений в пространстве и во времени, в связи с общим ходом геологического развития отдельных частей земной коры и с учетом всей совокупности основных геологических факторов.

полезного ископаемого, или, как говорят, генезис его, можно успешно вести поиски и разведку. Поэтому учение о полезных ископаемых можно рассматривать как основу поисково-разведочного дела, как его теорию.

Учение о месторождениях полезных ископаемых является основным в цикле геологических наук, так как для успешного отыскания месторождения необходимо знать все геологические дисциплины, начиная с кристаллографии и минералогии и кончая петрографией, структурной и исторической геологией. Но кроме чисто геологических дисциплин для нахождения месторождений полезных ископаемых надо знать новую науку — геохимию, изучающую законы миграции и концентрации или рассеяния химических элементов в земной коре. При этом следует заметить, что плодотворное развитие науки немыслимо без тесной связи ее с практикой.

В настоящее время — переходное от социализма к коммунизму — когда требуется непрерывно развивать и совершенствовать социалистическое производство, чтобы удовлетворять постоянно растущие материальные и культурные потребности всего общества, особенно необходимо повышение теоретических знаний.

Коммунистическая партия и Советское правительство уделяют много внимания развитию геологоразведочных работ, которые должны обеспечивать запасами минерального сырья промышленные предприятия нашей страны.

XXI съезд Коммунистической партии Советского Союза наметил величественную программу развития народного хозяйства на 1959—1965 годы. Главной задачей семилетнего плана является дальнейший мощный подъем всех отраслей экономики на базе преимущественного роста тяжелой индустрии, значительное усиление экономического потенциала страны с тем, чтобы обеспечить непрерывное повышение жизненного уровня народа.

Важной задачей является интенсивное вовлечение в хозяйственный оборот богатых природных ресурсов нашей страны, улучшение размещения производительных сил по ее территории, приближение промышленности к источникам сырья, топлива и районам потребления. Особое внимание должно быть уделено дальнейшему освоению природных богатств восточных районов СССР.

Исходя из главных задач, стоящих перед советским народом, XXI съезд Коммунистической партии Советского Союза постановил довести производство важнейших видов промышленной продукции в 1965 году до следующих размеров:

Чугун	65—70 млн. т.	64—77
Сталь	86—91 » »	57—66
Прокат	65—70 » »	53—63

Топливо и электроэнергия

Уголь	600—612 млн. т.
Нефть	230—240 » »
Газ	150 млрд. м ³
Электрoэнергия	500—520 млрд. квт/ч

Предусматривается увеличение по сравнению с 1958 г. производства алюминия в 2,8—3 раза, меди рафинированной — в 1,9 раза. Значительно возрастет выпуск никеля, магния, титана, германия, кремния и особенно редких металлов. Для расширения минерально-сырьевой базы будет увеличен общий объем геологоразведочных работ примерно на 67%. Семилетним планом намечено добыть в 1965 году 150—160 млн. т. товарной железной руды (230—245 млн. т. сырой руды).

Объем добычи руд цветных металлов открытым способом за семилетие увеличится более чем в 2,8 раза.

Выявление месторождения алмазов создали надежную сырьевую базу для организации в СССР крупной алмазодобывающей промышленности. Выпуск отечественных алмазов в 1965 году увеличится по сравнению с 1958 годом примерно в 15—16 раз.

Такой рост промышленности связан с огромным размахом разведочных работ. Наша страна обладает такими крупнейшими месторождениями полезных ископаемых, как Курская магнитная аномалия (КМА) с ее колоссальными запасами железных руд, Хибинские апатитовые и титановые месторождения, Печорский угленосный бассейн, Соликамское месторождение калийных солей, нефтяные месторождения Второго Баку, алюминиевые и хромитовые месторождения Урала, медные месторождения Коунрада и Джекказгана в Казахстане, фосфориты Каратау, Карагандинский угленосный бассейн, огромный оловоносный пояс на северо-востоке Сибири, алмазоносные трубы Якутии, угольные месторождения Средней Азии, нефтяные и соляные месторождения Хатангского района на севере Сибири, серные месторождения Каракумов и Кизилкумов в Средней Азии и другими менее крупными месторождениями.

Кроме того, разведочными работами сильно раздвинуты границы старых месторождений. Старый Донбасс превратился в Большой Донбасс, захватывающий пределы Днепропетровской области; старый Кривой Рог стал Большим Кривым Рогом, простирающимся на западе до р. Буга, на востоке — до меридиана Бердянска, на юге — до Черного и Азовского морей, а на севере — до области Курской магнитной аномалии.

Краткая история учения о полезных ископаемых

Учение о месторождениях полезных ископаемых, в частности рудных, возникло в связи с развитием горного дела. Горнякам, особенно тем, которые эксплуатировали жильные месторождения, приходилось сталкиваться с выклиниванием жил, с их расщеплением и другими явлениями, нарушающими эксплуатацию. Это заставило изучать характер и вещественный состав жил. С жильных месторождений и началось изучение месторождений рудных ископаемых. Пластовые месторождения, как более спокойные образования, привлекли внимание геологов позднее жильных и других генетических типов руд. Каждый генетический тип имеет свои особенности, и изучение их проводилось разными лицами в зависимости от места их работы.

Основоположителем учения о жильных месторождениях является наш великий ученый М. В. Ломоносов (1711—1765). Он первый обратил внимание на расщепление и выполаживание жил, на зональность их, на парагенезис минералов. Последний вопрос позднее был разработан акад. В. М. Севергиным (1765—1825), правда, под названием смежности, которое в иностранной литературе не привилось. Термин «парагенезис» был дан немецким ученым Брейтгауптом.

М. В. Ломоносов указал также на образование россыпей, которые в наше время детально изучал покойный член-корреспондент АН СССР Ю. А. Билибин. Ломоносов первый правильно объяснил образование углей.

Основоположителем учения о пегматитовых месторождениях надо считать советского ученого акад. А. Е. Ферсмана (1883—1945), который после многолетнего изучения данного генетического типа выпустил монографию под этим названием (первое издание ее относится к 1931 г.). Он же вместе со своим учителем акад. В. И. Вернадским является основоположником геохимии.

Исследованием так называемых орто- или эвмагматических месторождений занимался покойный акад. А. П. Карпинский (1847—1936). Он изучал платиновые месторождения Урала.

Позднее этими месторождениями занимались акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Н. К. Высоцкий, акад. А. Н. Заварицкий и акад. А. Г. Бетехтин.

Основоположником учения о контакт-метасоматических месторождениях может считаться знаменитый кристаллограф акад. Е. С. Федоров, который изучал контактные месторождения железных и медных руд Богословского горного округа на Северном Урале, затем месторождение медных руд Кедабека в Закавказье, а из иностранных ученых — норвежский ученый В. М. Гольдшмидт. Позднее контакт-метасоматический тип месторождений глубоко теоретически изучали акад. А. Н. Заварицкий и акад. Д. С. Коржинский.

Основоположниками учения об осадочных рудных месторождениях у нас могут считаться акад. Н. М. Страхов и Л. В. Пустовалов, которые изучают осадочные процессы образования месторождений, и акад. А. Г. Бетехтин, детально изучавший марганцовые месторождения, представляющие собой в основном осадочные образования.

Месторождения коры выветривания изучали акад. А. П. Карпинский, а позднее И. И. Гинзбург, Б. П. Кротов и др. Россыпями занимался Ю. А. Билибин, а в старое время — Д. И. Соколов.

Следует отметить, что науку о рудных месторождениях развивали прежде всего горные инженеры, так как они тесно связаны с горным делом. Основоположниками учения о рудных месторождениях у нас являются питомцы бывшего Петербургского, ныне Ленинградского, горного института, начиная с отца русской геологии А. П. Карпинского и кончая целой плеядой их — В. А. Обручевым, А. Н. Заварицким, Н. С. Курнаковым, Е. С. Федоровым, А. Г. Бетехтиным, Д. С. Коржинским, и питомцы университета — В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Белякин.

История науки о полезных ископаемых связана с изучением горных областей. Это определяется прежде всего тем, что в горных областях происходили вулканические процессы, с которыми особенно тесно связаны жильные тела, привлекавшие к себе внимание первых горняков. Кроме того, эти области сильно эродированы и потому наиболее доступны для исследований.

В платформенных областях вулканические процессы происходили под покровом мощных осадочных образований. Здесь рудные месторождения представлены в виде осадков и потому обычно залегают спокойно. Платформенные области привлекли внимание исследователей позднее, чем горные, и, по образному выражению А. Е. Ферсмана, промышленность с гор спустилась на низменности.

В связи с указанным, в горных областях открывались высшие горные учебные заведения. Так, в 1765 году была основана Фрейбергская горная академия, должностовавшая готовить кадры для разведки и эксплуатации полезных ископаемых Рудных гор. Вторая горная школа в Германии была открыта в 1775 году в Кляустале для разведки и эксплуатации руд Гарца. В Чехословакии для изучения рудных гор была организована в 1849 году высшая горная школа в Пршибраме, в Австрии для исследования Рудных гор была открыта в 1846 году горная школа в Леобене.

Только Петербургский горный институт был основан в 1773 году вдали от гор, хотя его задачей являлась подготовка кадров для изучения старейших горных районов России — Урала, Алтая, Нерчинского округа¹. Екатеринбургский, ныне Днепропетровский, горный институт был организован в 1899 году для обслуживания крупнейших промышленных районов России — Донецкого, Криворожского и Николаевского.

Следует отметить, что многие теоретические вопросы рудообразования еще не вполне изучены, так как они рассматривались с метафизических позиций, т. е. в отрыве от среды и времени. Настоящее же научное исследование возможно только при всестороннем подходе к нему, как учит материалистическая диалектическая философия, т. е. с точки зрения взаимной обусловленности процессов и их историчности.

Исходя из этого, геолог А. Д. Ершов поместил в журнале «Разведка недр» две статьи на тему: «Разработать прогрессивную теорию рудообразования», в которых пишет: «Ценный вклад в учение о рудных месторождениях внесен за последние два десятилетия советскими геологами. При этом наибольшие успехи достигнуты в изучении геологии и генезиса ряда металлов и типов руд и в регионально-металлогенетических исследованиях.

А. Е. Ферсман и его ученики открыли и исследовали новые оригинальные типы руд, связанные с проявлениями щелочной магмы. Им же проведены детальные исследования и обобщены материалы по пегматитам.

С. С. Смирнов открыл новый сульфидно-касситеритовый тип руд, имеющий весьма важное практическое значение, и внес коренные изменения в существовавшие ранее представления о генезисе и закономерностях оловянного оруденения.

¹ Вначале он назывался Высшей горной школой, или Горным училищем, в 1804 г. был переименован в Горный кадетский корпус и только с 1866 г. стал называться Горным институтом.



5294

А. Н. Заварицкий выдвинул новую эффузивно-метаморфическую гипотезу генезиса колчеданных месторождений Урала, которая оказала большое положительное влияние на разработку связи оруденения с эффузивной деятельностью.

А. Д. Архангельский выдвинул и обосновал осадочно-химическую теорию образования бокситов, которая нашла подтверждение на практике и успешно разрабатывается его учениками.

Широко известны работы акад. В. А. Обручева и чл.-корр. Академии наук Ю. А. Билибина по геологии золотых месторождений, П. А. Смольянинова и других по щелитоносным скарнам, А. Г. Бетехтина по марганцу, И. И. Гинзбурга по коре выветривания, в частности по никеленосной, и др.

Изучение закономерностей образования рудных месторождений проводилось в тесной связи с геологическим картированием территории СССР и поисками. Возникла новая отрасль учения о рудных месторождениях — региональная металлогения, в задачу которой входит изучение закономерностей размещения месторождений на территории СССР и разработка прогнозов для поисков. Были сделаны металлогенические обобщения: В. А. Обручевым по Сибири; А. Е. Ферсманом — по Монголо-Охотскому поясу; С. С. Смирновым — по Тихоокеанскому рудному поясу и Забайкалью; В. П. Нехорошевым — по Алтаю и Калбе; Л. А. Варданьянцем — по Кавказу; В. А. Цареградским и др. — по Северо-Востоку Союза; Е. Т. Шаталовым, И. С. Рожковым и др. — по главнейшим золотоносным областям и др.»¹.

Далее А. Д. Ершов пишет: «За последние годы металлогенетические исследования широко развернулись во ВСЕГЕИ. В основу металлогенетического анализа группа ВСЕГЕИ, возглавлявшаяся Ю. А. Билибиным, положила взаимосвязанное развитие тектонических, магматических и рудных процессов в подвижных зонах земной коры. Несмотря на ряд недостатков этих исследований — игнорирование роли вмещающих пород и геохимических закономерностей, схематичность обобщений, — тектоно-магматическое направление в металлогении является шагом вперед по сравнению с другими направлениями (магматическим, структурно-тектоническим) и стоит значительно выше аналогичных зарубежных исследований»².

Но наряду с твердо установленными и проверенными практикой закономерностями оруденения, которые лежат в основе учения о рудных месторождениях, говорит А. Д. Ершов, имеется много дискуссионных вопросов, среди кото-

¹ «Разведка недр», 1953 г., № 2.

² Там же.

рых есть неправильные и устаревшие представления и гипотезы, противоречащие новым фактам и теоретическим положениям как геологических, так и смежных с ними наук.

Из многократно подтвержденных геологоразведочной практикой закономерностей следует отметить генетические связи различного типа руд и месторождений с различными геологическими процессами — магматической деятельностью, выветриванием, осадкообразованием, метаморфизмом. В соответствующих крупных группах месторождений выделяются по генетическим связям и геологическому положению месторождения и типы руд, отличающиеся друг от друга характерным парагенезисом элементов и связями с определенным типом пород. Так, например, крайне разнообразные по составу и условиям нахождения магматогенные руды генетически связываются:

с основной магмой — руды металлов группы железа (титан, ванадий, хром, железо, никель, кобальт); группы платины (платина, палладий, осмий, иридий, родий, рутений) и частично меди;

с кислой магмой — руды серебра, золота, железа, меди, свинца, цинка, олова, вольфрама, молибдена и др.;

со щелочной магмой — руды титана, циркония, ниобия, редких земель.

К неправильным и устаревшим гипотезам относятся: гидротермальная теория Линдгрена и батолитовая концепция Эммонса; представления Сперра, Холмса, Хьюилина, Локка, Биллингслея о подкоровых рудных магмах и растворах, проникающих неизмененными по крупным разломам, и ряд других.

К дискуссионным вопросам относится вопрос об образовании пегматитов, в представлении А. Е. Ферсмана пневматолитов, контактовых месторождений. К этим вопросам мы еще вернемся при разборе генетических типов месторождений.

Акад. С. С. Смирнов, отмечая недостаточную изученность гидротермальных процессов, пишет: «Возьмем, например, кардинальный вопрос о составе и фазовом состоянии рудообразующих растворов. Ведь все еще остается совершенно невыясненным, какова роль газовых и жидких растворов кислых и щелочных, достаточно концентрированных и сильно разбавленных, истинных и коллоидных. Работа Грейтона и последовавшая за ней дискуссия с особенной яркостью вскрыли всю недостаточность наших знаний в этой области»¹.

¹ С. С. Смирнов. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. «Известия АН СССР», серия геологическая, 1946, № 5, стр. 26.

Дискуссионный также вопрос о том, является ли всякая магма рудоносной. И. И. Малышев в докладе на сессии отделения геолого-географических наук АН СССР 26 апреля 1946 г. говорил: «До сих пор существует понятие о рудоносных и нерудоносных интрузиях, хотя каждому сидящему здесь товарищу ясно, что любая гранитная интрузия содержит в себе такое количество различных металлов, что при благоприятных условиях концентрация их может создать крупнейшее месторождение. Следовательно, дело не в том, что интрузия рудоносна или нерудоносна, таких не существует, а важно изучение и анализ благоприятных условий для формирования месторождений»¹.

Задача советских исследователей заключается в том, чтобы подвергнуть еще более глубокой критике устаревшие и неправильные гипотезы и полностью освободить от их влияния нашу науку и практику. В этом отношении следует приветствовать появление коллективного труда «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», изданного Академией наук СССР в 1953 году.

¹ И. И. Малышев. Задачи Комитета по делам геологии... в связи с пятилетним планом развития народного хозяйства. «Известия АН СССР», серия геологическая, 1946, № 5, стр. 7.

РАЗДЕЛ I

ОСНОВЫ ГЕОХИМИИ

ВВЕДЕНИЕ

В цикле геологических наук химия играет весьма почетную роль. Это и понятно, так как минералы, слагающие земную кору, представляют собой естественные химические тела. Из химических наук в геологии мы давно знаем химическую кристаллографию, химическую минералогию, химическую петрографию, химическую геологию, а в последнее время возникли новые химические науки — кристаллохимия, петрохимия и геохимия.

Из перечисленных дисциплин химическая кристаллография занимается изучением связи между химическим составом и кристаллической формой вещества; кристаллохимия изучает связь между химическим составом и структурой кристаллической решетки; химическая минералогия исследует химический состав минералов; химическая петрография — химический состав горных пород; петрохимия выясняет соотношения между химическими составами горных пород. Химическая геология изучает химические процессы, совершающиеся как в земной коре, так и на ее поверхности. Однако она не учитывает при этом внутренней энергии атома и кристаллической решетки, в состав которой входит данный атом, а также геологической истории процесса.

Химическая геология при изучении динамических процессов учитывала лишь внешнюю обстановку, в которой совершались химические реакции, т. е. только термодинамические условия. Геохимия же, кроме этих условий, учитывает и внутреннюю энергию вещества, а главное, историческую связь процессов. Поэтому геохимия является высшим этапом развития химической геологии. Геохимию рассматривают обычно как геологическую историю химических эле-

ментов, изучающую законы их образования, перемещения, накопления или рассеяния в земной коре, относительные количества их или процентное отношение к общей массе химических элементов в земной коре, так называемые кларки по А. Е. Ферсману.

Надо сказать, что содержание геохимии разные авторы определяют по-разному. Так, В. И. Вернадский дает такое определение: «Геохимия научно изучает химические элементы, т. е. атомы земной коры и, насколько возможно, всей планеты. Она изучает их историю, их распределение и движение в пространстве и времени, их генетические на нашей планете соотношения»¹. К этому утверждению довольно близка формулировка А. Е. Ферсмана: «Геохимия изучает историю химических элементов — атомов в земной коре и их поведение при различных термодинамических и физико-химических условиях природы»².

В Западной Европе определение геохимии дано В. М. Гольдшмидтом, причем геохимия понимается им как наука о Земле в целом.

А. П. Виноградов говорит иначе: «Геохимия — наука о химическом составе и законах распространения, распределения, сочетания и миграции химических элементов на Земле»³.

Это определение подверг критике В. И. Лебедев в статье «Несколько замечаний о геохимии как науке»⁴.

Говоря о задачах геохимии, необходимо отметить, что они сводятся к трем вопросам:

1. К определению процентного содержания химических элементов в земной коре, причем под земной корой подразумевается доступная ее часть, а именно, 8—10 км высоты гор и воздуха и 8—10 км глубины океанов, включая воду и осадки на дне.

2. К распределению химических элементов в земном шаре в целом.

3. К распределению химических элементов в доступной нам части земной коры в связи с миграцией их и концентрацией или рассеянием.

Второй вопрос в сущности практического значения не имеет, ибо он касается явлений, недоступных для непосредственного исследования. Он относится скорее к космохимии, хотя по названию отвечает геохимии, так как касается химии земного шара. Мы рассмотрим все три вопроса.

¹ В. И. Вернадский. Очерки геохимии, 1934. 4-е изд., стр. 9.

² А. Е. Ферсман. Геохимия, т. I, 1934, стр. 26.

³ БСЭ, 2-е изд., т. 10, стр. 585.

⁴ В. И. Лебедев. Несколько замечаний о геологии как науке. «Известия АН СССР», серия геологическая, 1953, № 3.

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОЦЕНТНОГО СОДЕРЖАНИЯ
ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ИЛИ ИХ КЛАРКОВ
В ЗЕМНОЙ КОРЕ**

Это определение возможно в трех направлениях: 1) определение процентного содержания химических элементов, выраженное в количественном соотношении атомов; 2) определение процентного содержания химических элементов, выраженное в весовом соотношении атомов; 3) определение процентного содержания объемов, занимаемых атомами в земной коре.

Процентное содержание данного элемента в какой-либо космической или геохимической системе, например, в атмосфере звезд, литосфере, Кавказском хребте, массиве Дзирула и т. д., А. Е. Ферсман назвал кларками, причем он выделяет весовые и атомные кларки.

Приведем примерный пересчет весового анализа породы на кларковые числа, сначала на атомные, а затем на весовые. Возьмем для примера анализ биотитового гранита коростеньского типа Житомирской области по данным В. И. Лучицкого¹. Для этих пересчетов переводим весовые отно-

Таблица 1

**Биотитовый гранит коростеньского типа Житомирской области
(по В. И. Лучицкому)**

Составные части породы	Весовые данные в %	Молекулярные веса окислов по А. Н. Заварицкому ²	Относительное содержание			
			окислов, выраженное в грамм-молекулах	окислов, выраженное в грамм-молекулах, увеличенное в 1000 раз ³	атомов металлов ⁴	атомов кислоты
SiO ₂	71,65	60,06	1,193	1193	1193	2386
Al ₂ O ₃	14,08	101,94	0,138	138	276	414
Fe ₂ O ₃	1,37	159,68	0,008	8	16	24
FeO	2,18	71,94	0,030	30	30	30
MgO	0,06	40,32	0,001	1	1	1
CaO	0,66	56,08	0,012	12	12	12
Na ₂ O	3,15	61,994	0,051	51	102	51
K ₂ O	6,12	94,20	0,065	65	130	65
					1760	2983

¹ В. И. Лучицкий. Петрография, изд. 6-е, 1949.

² А. Н. Заварицкий. Введение в петрохимию изверженных горных пород, 1950.

³ Увеличиваем в 1000 раз, чтобы заменить отношения дробных чисел отношениями целых чисел.

⁴ Si отнесен к металлам.

шения окислов в грамм-молекулярные, для чего делим весовые проценты на молекулярные веса, а затем из грамм-молекулярных количеств вычисляем относительное содержание атомов металлов и кислорода (табл. 1).

Суммируя относительные количества металлических и кислородных атомов, вычисляем по отношению к этой сумме процентное содержание каждого металла и кислорода в отдельности.

В данном примере сумма относительных количеств металлов и кислорода $O = 4743 (1760 + 2983)$. На это количество атомов породы приходится: атомов $Si = 1193$ или

$$\frac{1193}{4743} \cdot 100 = 25,1 \% ; \text{ атомов } Al = \frac{276}{4743} \cdot 100 = 5,9 ; \text{ кислорода } O = \frac{2983 \cdot 100}{4743} = 62,9 \% \text{ и т. д.}$$

Для перечисления на весовые проценты надо вычислить вес всех атомов данного элемента и отнести эту величину к сумме атомных весов других атомов и данного атома. Приведем пример.

Весовой кларк Si , или весовой процент его равен:

$$\frac{1193 (\text{кол. атом. } Si) \cdot 28 (\text{ат. вес } Si) \cdot 100}{1193 \cdot 28 + 276 \cdot 27 + 16 \cdot 56 + 30 \cdot 56 + 1 \cdot 24 + 12 \cdot 40 + 102 \cdot 23 + 130 \cdot 39 + 2983 \cdot 16}$$

Таким же путем вычисляется весовой кларк Al в процентах. Он равен:

$$\frac{276 \cdot 27 \cdot 100}{1193 \cdot 28 + 276 \cdot 27 + 16 \cdot 56 + 30 \cdot 56 + 1 \cdot 24 + 12 \cdot 40 + 102 \cdot 23 + 130 \cdot 39 + 2983 \cdot 16}$$

и т. д.

Вычислением кларков занимались многие ученые в разных странах, но наибольшее количество вычислений (около 6000) сделано американским минералогом и химиком Франком Кларком, в связи с чем А. Е. Ферсман и назвал процентное содержание химических элементов кларками.

Но кроме атомных и весовых кларков, В. М. Гольдшмидтом были сделаны вычисления объемных кларков, т. е. вычислено процентное содержание объемов, занимаемых химическими элементами в земной коре.

Объемные кларки вычислены так же, как и весовые, исходя из количества атомов, но с учетом так называемых эффективных радиусов, т. е. радиусов сферы влияния одного атома или иона на другой, соседний с ним. У нас вычисле-

нием атомных и весовых кларков занимались В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, П. Н. Чирвинский, проф. Седергольм и др.

Приводим кларки согласно данным А. Е. Ферсмана по числу атомов и согласно данным В. И. Вернадского по весовым значениям (табл. 2).

Таблица 2

Кларки земной коры до глубины 16 — 20 км
(по данным В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана)

Название элементов	Химический знак	Атомный №	Содержание в %	
			по весу — по данным В. И. Вернадского (1908 г.)	по числу атомов — по данным А. Е. Ферсмана (1922 г.)
Кислород	O	8	49,70	53,810
Кремний	Si	14	26,00	15,850
Алюминий	Al	13	7,45	4,760
Железо	Fe	26	4,20	1,300
Кальций	Ca	20	3,25	1,440
Натрий	Na	11	2,40	1,800
Калий	K	19	2,35	1,040
Магний	Mg	12	2,35	1,670
Водород	H	1	1,00	17,180
Углерод	C	6	0,40	0,580
Титан	Ti	22	0,50	0,180
Хлор	Cl	17	0,20	0,100
Фосфор	P	15	0,10	0,056
Сера	S	16	0,10	0,054
Фтор	F	9	0,04	0,072
Барий	Ba	56	0,04	0,0054
Марганец	Mn	25	0,09	0,028
Азот	N	7	0,04	0,049
Стронций	Sr	38	0,01	0,0035
Литий	Li	3	0,01	0,0120
Бор	B	5	0,01	0,0020
Цирконий	Zr	40	0,03	0,0057
Ванадий	V	23	0,01	0,0068
Хром	Cr	24	0,01	0,0066
Никель	Ni	28	0,01	0,0058
Бром	Br	35	0,01	0,0020

Следует заметить, что кларки непрерывно вычисляются и изменяются в зависимости от улучшения методов анализа.

Кроме указанных трех видов кларков, В. И. Вернадский ввел в науку еще один вид, так называемый кларк концентрации, который представляет собой отношение кларка какого-нибудь элемента в какой-нибудь местности к кларку его в земной коре. Эти кларки в общем тем больше, чем

Объемные кларки
(по данным В. М. Гольдшмидта)

Название элементов	Химический знак	Объемный кларк по данным В. М. Гольдшмидта (в ‰)
Кислород	O	91,77
Калий	K	2,14
Натрий	Na	1,60
Кальций	Ca	1,48
Кремний	Si	0,80
Алюминий	Al	0,76
Железо	Fe	0,68
Магний	Mg	0,56
Титан	Ti	0,22

меньше их весовой или атомный кларк. При уменьшении весовых и атомных кларков кларк концентрации сильно увеличивается.

Таблица 4

Кларки концентрации
(по данным В. И. Вернадского)

Название элемента	Весовые кларки по В. И. Вернадскому	Среднее содержание элемента в промышленных месторождениях (в весовых ‰)	Кларк концентрации
Висмут	$n \cdot 10^{-6}$	2,0	1 300 000
Торий	$n \cdot 10^{-3}$	0,3	80 000
Мышьяк	$n \cdot 10^{-5}$	10	70 000
Сурьма	$n \cdot 10^{-5}$	10	70 000
Ртуть	$n \cdot 10^{-5}$	0,6	40 000
Кадмий	$n \cdot 10^{-4}$	0,6	40 000
Золото	$5 \cdot 10^{-6}$	0,001	10 000
Вольфрам	$1 \cdot 10^{-4}$	0,8	8 000
Кобальт	$n \cdot 10^{-3}$	2,5	1 500
Селен	$n \cdot 10^{-5}$	0,02	1 300
Уран	$n \cdot 10^{-5}$	1,0	1 000
Марганец	0,09	36	400
Цинк	0,04	16	400
Фтор	0,10	39	400
Сера (в сульфидах)	0,15	42	300
Углерод	0,40	80	200
Натрий	2,35	36	15
Железо	4,16	55	11
Кремний	25,69	45	1,5

Определив кларки химических элементов, ученые заинтересовались причиной большого разнообразия их величин. Бросается в глаза очень большая величина кларков кислорода, весового, атомного и особенно объемного. Последний доходит до 92%, в связи с чем исследователь этого вида кларка В. М. Гольдшмидт назвал земную кору оксисферой, т. е. кислородной сферой.

Первые исследователи этого вопроса — итальянец Оддо и американец Гаркинс, изучая кларки группы редких земель, установили, что они зависят от порядкового номера химического элемента в периодической системе Менделеева, что видно из приводимой ниже диаграммы, полученной этими учеными (рис. 1).

В. М. Гольдшмидт, изучавший кларки всех химических элементов, пришел к выводу, что хотя величина кларка и зависит от порядкового номера химического элемента в периодической системе Менделеева, но в первом приближении она обратно пропорциональна 7-й степени этого номера. Так, если сравнить кларк элемента, стоящего на 10-м месте, то он должен быть больше

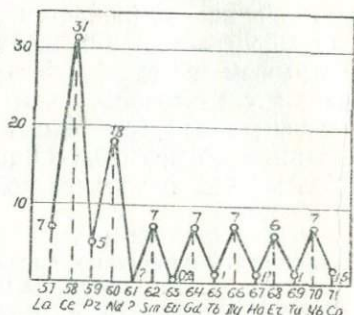


Рис. 1. Зависимость величины кларка от порядкового номера химического элемента (по Оддо и Гаркинсу).

элемент, стоящего на 20-м месте, в $\left(\frac{20}{10}\right)^7$ раз.

Однако кларки некоторых элементов сильно отклоняются от этого правила либо в сторону завышения, либо в сторону занижения. Первые элементы В. М. Гольдшмидт назвал избыточными, а вторые — дефицитными. К избыточным относятся Fe, Ni, а к дефицитным — Li, Be и B, стоящие рядом на первых местах периодической системы Менделеева.

Особенно бросается в глаза дефицитность Be, так как он, занимая 4-е место в периодической системе, по правилу Оддо и Гаркинса должен быть избыточным. Дефицитность Li, Be и B В. М. Гольдшмидт объясняет тем, что они идут в природе вместе с радиоактивными элементами, которые своим излучением α -частиц разбивают ядра этих элементов и переводят их в другие, частично в гелий, часто сопровождающий эти элементы.

А. Е. Ферсман, анализируя кларковые числа, пришел к иному выводу, а именно, что кларковое число зависит не только от порядкового номера или, что то же, от числа про-

тонов ядра химического элемента, но также от числа нейтронов в нем или, иначе говоря, от его атомного веса.

Это положение важно в том отношении, что оно охватывает не только атом, но и все изотопы его, т. е. элемент в целом. Если учитывать только протоны, то изотопы должны иметь одинаковые кларковые величины, так как число протонов в них одинаково. По данным же А. Е. Ферсмана максимальную величину кларков дают химические элементы с атомным весом, кратным четырем (атомный вес таких элементов должен выражаться величиной $4q$, например, O с атомным весом 16). Химических элементов, у которых атомный вес выражается величиной $4q + 3$ (например, Al с атомным весом 27), должно быть меньше, чем элементов с атомным весом $4q$. У элементов с атомным весом $4q + 2$ кларки еще меньше, чем у предыдущих, а у элементов с атомным весом $4q + 1$ они должны быть минимальными.

Приводим примеры по данным А. Е. Ферсмана для первых 28 элементов периодической системы Менделеева (табл. 5).

Таблица 5

Зависимость кларковых чисел химических элементов от атомных весов их (по А. Е. Ферсману)

Элементы	Соотношение в %	
	по весу	по числу атомов
С атомным весом $4q$ (O, Si, Mg, Ca, Fe и др.)	86,3	74,81
С атомным весом $4q + 3$ (Al, K, Na, F, Cl)	12,68	7,91
С атомным весом $4q + 2$ (N, Ra, Ru, Pd)	0,05	1,05
С атомным весом $4q + 1$ (Ir, Be, Se, Zn, Rb)	0,01	0,01
Отдельно стоит водород	1,00	17,24

Гаркинс связывает распространенность химического элемента также с его изотопическим числом, т. е. разницей между атомным весом и двойным атомным номером (см. об этом ниже), причем заметно преобладают атомы с малым изотопическим числом, равным нулю, как O 16/8, Si 28/14 и т. д. Менее распространенными являются атомы с большими изотопическими числами, такие как радиоактивные элементы — U, Th и др., так как изотопическое число указывает на перегруженность ядра атома нейтронами.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО ОБОЛОЧКАМ ЗЕМЛИ (ГЕОСФЕРАМ)

Геофизика давно твердо установила деление земного шара на две оболочки, или геосферы: верхнюю, литофильную до глубины 1200 км и нижнюю, халькофильную до глубины

2900 км (рис. 2 а и 2 б). Под нижней оболочкой находится ядро земного шара диаметром 3460 км. Такое же деление на оболочки наблюдается и на Солнце, которое состоит из ядра, фотосферы, хромосферы и короны.

Для объяснения вещественного состава геосфер в разное время предлагались разные гипотезы. Самая ранняя из них принадлежит американскому ученому Вашингтону. Исходя

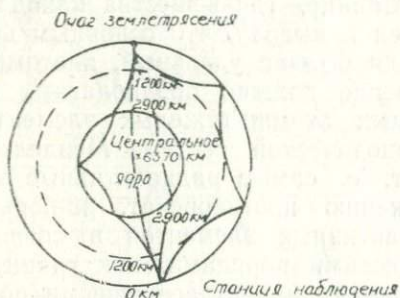


Рис. 2а. Ход сейсмических волн в земном шаре.

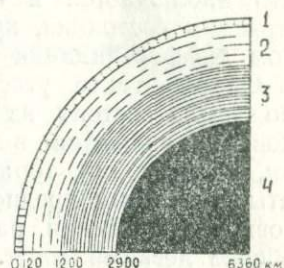


Рис. 2б. Разрез земного шара по В. М. Гольдшмиду.

из того, что с глубиной увеличивается удельный вес веществ, на самом верху земного шара находится атмосфера, под ней гидросфера (вода океанов и морей), а под гидросферой литосфера.

Вашингтон считал удельный вес определяющим фактором дифференциации Земли на оболочки. При этом он основывался на представлении о расплавленном состоянии Земли в прошлом.

1 — силикатная оболочка, уд. вес 2,8; 2 — эвлоги овая оболочка (сжатые силикаты), уд. вес 3, 6—4; 3 — сульфидно-окисная оболочка, уд. вес 3, 6; 4 — металлическое ядро, уд. вес около 8.

Вашингтон так расчленил Землю на оболочки по вещественному составу (см. табл. 6):

Таблица 6
Состав оболочек земного шара по Вашингтону

Оболочки	Мощность в км	Плотность	Масса в %
Гранитная	20	2,8	0,48
Базальтовая	40	3,2	1,08
Перидотитовая	1540	4,0	40,08
Ферроспорическая ¹	700	5,8	22,55
Литоспорическая ¹	700	8,0	8,51
Центральное ядро	3400	10,0	27,30
	6400	Ср. 5,52	100,00

¹ Ферроспорическая — означает, что оболочка имеет спорадические включения металла, а литоспорическая — спорадические включения силикатных минералов.

Однако, если бы удельный вес являлся регулирующим фактором дифференциации Земли, то в ее ядре должны были бы скопиться самые тяжелые элементы, например, группы платины и другие. Но тогда удельный вес земного шара оказался бы больше его истинной величины, многократно установленной и равной 5,52.

Известный ученый Бекке, базируясь на том, что зональность наблюдается и на Солнце, где вещества находятся в атомном состоянии, пришел к выводу, что основным фактором дифференциации Земли был не удельный, а атомный вес. Однако такое утверждение должно предполагать, что ядро Земли состоит из самых атомно-тяжелых элементов, каковыми являются в периодической системе Менделеева уран, протактиний, торий, т. е. самые радиоактивные элементы. Но этому предположению противоречат, во-первых, условия нахождения радиоактивных элементов в связи с наиболее легкими магматическими породами, как гранит и его пегматит, а не с основными и ультраосновными породами, которые лежат под гранитом, во-вторых, удельный вес Земли, полученный из расчетов и определяемый непосредственными измерениями.

Наконец, на смену вышеупомянутым двум гипотезам явилась гипотеза В. М. Гольдшмидта, который говорит, что распределение химических элементов в земном шаре подчиняется закону атомных объемов¹, т. е. что распределение атомных объемов происходило прямо пропорционально атомному весу и обратно пропорционально удельному весу.

Атомный объем химических элементов изменяется, как известно, периодически (рис. 3а), причем в начале периода он имеет максимальное значение, в конце полупериода доходит до минимального значения, а затем начинает восходить. Это хорошо наблюдается на больших периодах. Те элементы, которые находятся на нисходящих линиях объемов, В. М. Гольдшмидт назвал литофильными, так как они характерны для породообразующих минералов, а элементы с минимальным атомным объемом — сидерофильными, так как с железа начинается минимальное значение атомного объема. Элементы же, находящиеся на восходящих линиях объемов, В. М. Гольдшмидт назвал халькофильными, так как с меди начинается восхождение объема, а медь по гречески называется халькос.

Кроме этих трех основных групп химических элементов, В. М. Гольдшмидт выделяет еще атмофильные элементы, характерные для атмосферы. Расположение их в начале

¹ Атомный объем равен атомному весу, деленному на удельный вес.

периодической системы приходится на вершинах кривых объемов, а в середине и в конце — на кривых подъема, над халькофильными элементами. Кстати сказать, кислород попадает не в атмосферные, а в литофильные элементы, ибо его среди породообразующих минералов гораздо больше, чем среди атмосферы.

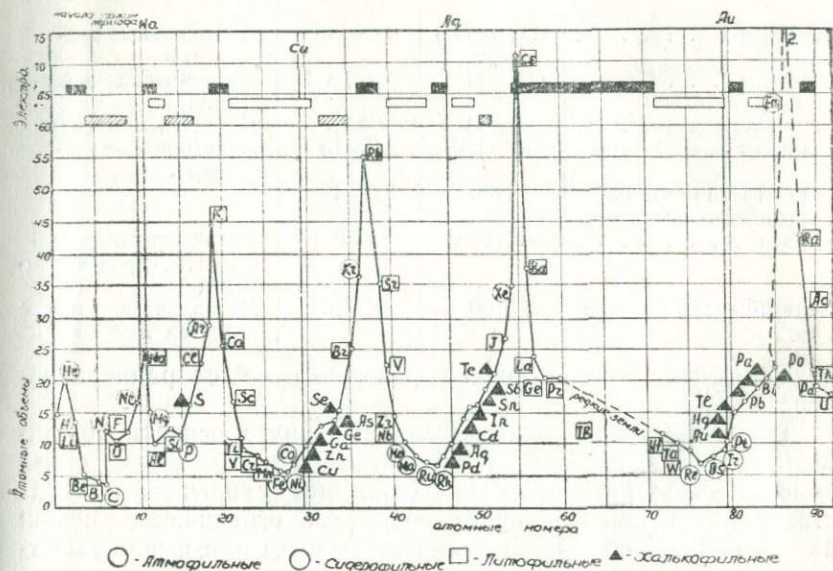


Рис. 3а. Распределение химических элементов по атомному объему.

Как отмечено было выше, кислород в литосфере занимает объем, равный 91,77%, почему литосферу Гольдшмидт назвал оксисферой, в то время как в атмосфере содержание кислорода, даже в нижних слоях, равняется всего 20%.

В. М. Гольдшмидт считает, что сидерофильные элементы находятся в ядре Земли, где чрезвычайно большое давление послужило причиной их малого объема. Литосфера, т. е. верхняя оболочка Земли, состоит из литофильных элементов, а промежуточная между ядром Земли и литосферой оболочка — из халькофильных.

По данным В. М. Гольдшмидта геосферы характеризуются следующим образом (см. табл. 7).

Все указанные гипотезы исходят из положения о начальном расплавленном состоянии Земли. В последнее время акад. О. Ю. Шмидтом была выдвинута новая гипотеза образования Земли — из метеоритов. По этому поводу О. Ю. Шмидт говорит: «Наша теория приводит к холодному, а не к огненножидкому начальному состоянию Земли, что

Характеристика геосфер по вещественному составу
(по В. М. Гольдшмидту)

Геосферы	Мощность (в км)	Плотность	Состав
Атмосфера	Несколько сот	0—0,0015	Атмофильные элементы
Биосфера	0—11	около 1	Органические вещества
Гидросфера	0—11	1	Скелеты, минералы
Силикаты земной коры	60—120	2—73	Литофильные элементы
Эклогитовая оболочка	1100	3,5—4	
Сульфидно-окисная оболочка	1700	5—6	Халькофильные элементы, сера и кислород
Железо-никелевое ядро	3500	8—10	Металлическое никелистое железо

не исключает последующего разогрева ее от радиоактивности»¹.

Такая же точка зрения была выдвинута основоположником геохимии акад. В. И. Вернадским, который в своей замечательной книге «Очерки геохимии» пишет: «Все представления о некогда существовавшем огненножидком или расплавленном состоянии планеты, бывшем или ныне существующем, внесены в науку в связи с чуждыми ей по существу геологическими, философскими и космогоническими представлениями о мире, не поддерживаемыми известными сейчас научными фактами... Можно и нужно сейчас все эти представления оставить в стороне при суждении о внутренности Земли... Планеты — тела холодные»².

Расслоение Земли и образование железного ядра О. Ю. Шмидт объясняет постепенной гравитационной дифференциацией материи Земли, при которой происходило опускание железных метеоритов и всплывание каменных. Впрочем, свою гипотезу О. Ю. Шмидт считал еще далеко не законченной.

Перейдем к рассмотрению третьего вопроса геохимии — о миграции и концентрации или рассеянии химических элементов. Этот вопрос относится к геологии и имеет основное значение в поисках и разведке полезных ископаемых.

¹ О. Ю. Шмидт. Возникновение планет и их спутников. АН СССР 1950.

² В. И. Вернадский. Очерки геохимии, изд. 4-е, 1934, стр. 83—84.

МИГРАЦИЯ И МИГРАТОГЕНЫ

Говоря о миграции, необходимо иметь в виду два вопроса: о причинах миграции, или о мигратогенах, и о дальности миграции, которая зависит от миграционной способности химических элементов. Миграция известна двух родов: 1) каждого элемента в отдельности, т. е. в атомном или ионном состоянии и 2) в виде химических соединений. Но миграцию элементов в виде минеральных обломков к геохимической миграции не относят. Геохимия под миграцией понимает перемещение химических элементов в атомном, ионном или молекулярном состоянии. Поэтому можно говорить о миграционной способности химического элемента. Если бы миграцию мы рассматривали в обломках пород, то о миграционной способности химического элемента нельзя было бы иметь представления.

Начнем рассмотрение вопроса о миграции с мигратогенов. В. И. Вернадский так определяет мигратогены: «Энергия Солнца, энергия радиоактивного распада и гравитационная энергия являются основными источниками сил, которые дают начало и определяют миграции всех земных атомов. Обычно под мигратогенами понимаются все геологические причины, вызывающие смещение химического элемента из состояния покоя, его миграцию; миграция проявляется при повышении температуры, например, при контактном или региональном метаморфизмах, когда влияние высокой температуры магмы нарушает равновесие в ассоциации элементов пород или когда повышенное давление — при региональном метаморфизме — приводит к нарушению равновесия в породах. Однако не только повышение температуры и давление могут вызвать миграцию химических элементов, но и понижение температуры и понижение давления также вызывают миграцию химических элементов»¹.

Понижение температуры сказывается при интрузивных и эффузивных процессах вследствие охлаждения магмы, а понижение давления — в начале вулканических извержений.

Кроме эндогенных причин, на миграцию химических элементов сильно влияют и экзогенные, или так называемые гипергенные процессы, т. е. процессы, идущие на поверхности и с поверхности Земли. В этих условиях нарушителями равновесия, или мигратогенами, помимо колебаний температуры и давления (последнее в связи с эрозией или осадконакоплением), являются также химические и биохимические процессы. Кислород, например, окисляя сульфиды, многие из них переводит из нерастворимого состояния в растворимое — в

¹ В. И. Вернадский. Проблемы биогеохимии, ч. 1, 1935, стр. 43.

сульфаты. Углекислый газ поверхностных вод, вытесняя кремнезем из силикатных минералов, делает их растворимыми. Микроорганизмы, например, диатомовые водоросли, могут разлагать каолиновое ядро, а вода является переносчиком продуктов распада минералов.

На миграцию химических элементов оказывают влияние также сила тяжести, радиоактивное излучение, магнетизм, на мировых телах — световое давление и др.

Таким образом, из приведенных примеров видно, что миграция является широко распространенным и непрерывно действующим процессом как внутри Земли, так и на ее поверхности.

Рассмотрим вопрос о миграционной способности химических элементов, которая определяется прежде всего химическими свойствами элемента, а это зависит от строения его оболочек.

Напомним вкратце о строении атома.

СТРОЕНИЕ АТОМА

Атом, как известно, состоит из ядра и электронных оболочек. Ядро состоит из положительно заряженных частиц — протонов и незаряженных частиц — нейтронов. Количество протонов отвечает порядковому номеру элемента в периодической системе Менделеева. Вес протона и вес нейтрона одинаковы.

Элементы с одинаковым количеством протонов, но с разным количеством нейтронов называются изотопами. Изотоп с наименьшим количеством нейтронов носит название легкого, а с повышенным — тяжелого. Самый легкий изотоп имеет один нейтрон на один протон, т. е. если атомный номер элемента обозначить через z , то массовое число (или атомный вес) самого легкого изотопа должно равняться $2z$. Единственным исключением из этого правила является водород, легкий изотоп которого состоит только из одного протона. Если к протону водорода прибавляется нейтрон, то получается тяжелый изотоп.

Массовые числа, близкие к двойному атомному номеру, т. е. равные $2z$, встречаются у большинства первых элементов, вплоть до № 20 (Ca). Среди высших порядковых номеров разница между атомным весом и двойным порядковым номером химического элемента увеличивается с увеличением атомного номера.

Разность между массовым числом атома и его удвоенным номером была названа Гаркинсом изотопическим числом атома. Оно мало у элементов с малым порядковым номером и достигает максимальной величины (54) у урана [238 (ат. вес) — 2×92 (ат. номер)].

Ф. В. Астон в книге «Масс-спектры и изотопы» пишет: «Нет никаких арифметических оснований, чтобы элемент не имел любого числа возможных изотопов. Наибольшее число известно в случае олова и равно 10. За ним следует ксенон, имеющий 9 изотопов, кадмий (Cd) и теллур (Te)—восемь и много элементов, имеющих по семь изотопов»¹, (рис. 3б).

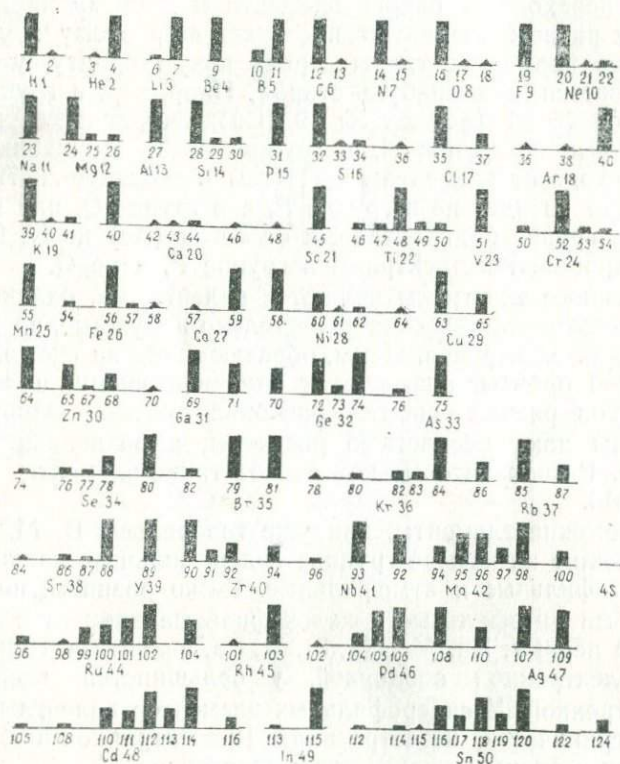


Рис. 3б. Распределение химических элементов по изотопам.

Все элементы вокруг ядра имеют электронные оболочки, которые уравнивают положительный заряд протонов. Поэтому количество электронов равно количеству протонов или порядковому номеру элемента. Однако расположение электронов не хаотичное, а закономерное по группам орбит, которые, начиная от ядра, обозначаются латинскими буквами K, L, M, N, O, P, Q, или 1-я, 2-я, 3-я, 4-я, 5-я, 6-я и 7-я. Коли-

¹ Ф. В. Астон. Масс-спектры и изотопы, М., 1948, стр. 226. В. Г. Пацценко. Журн. «Природа», 1950, № 8, стр. 19—20.

чество электронов, имеющихся или возможных в группе, равно $2n^2$, где n равняется номеру орбиты. На первой орбите может быть только два электрона ($2 \cdot 1^2$), на 2-й — восемь ($2 \cdot 2^2$) и т. д.

Распределение электронов по группам орбит приведено в табл. 9, приложенной к периодической системе Менделеева (табл. 8).

При переходе от одного элемента к другому нарастание орбит у разных элементов протекает по-разному¹: у одних элементов новые электроны строят новую орбиту, у других достраивается какая-нибудь старая. Например, в группе элементов от № 21 (Sc) до № 29 (Cu) застраивается новыми электронами не группа N, а группа M. То же наблюдается при переходе от элемента № 71 (Lu) к элементу № 79 (Au), где застройка идет не в группе P, а в группе Q, или при переходе в группе радиоактивных от № 89 (Ac) до № 92 (U), где достраиваются электроны в группе P, а не Q.

Наружные электроны являются валентными, однако у некоторых элементов валентные не только наружные, но и часть внутренних электронов. Ионы, образующиеся за счет электронов одной орбиты, называются одноквантовыми, а за счет электронов разных орбит — разноквантовыми. Одноквантовые ионы дают бесцветные растворы, а разноквантовые — цветные. Разноквантовые ионы дают такие элементы, как Ti, V, Fe, Mn.

Химические элементы, как уже говорилось, В. М. Гольдшмидт делит на четыре группы: сидерофильные, халькофильные, литофильные и атмофильные. Резко разнятся по строению атома литофильные и халькофильные элементы: у большинства первых, Na, Mg, Al, Si, K, Ca, валентные граничат с восьмизлектронной оболочкой, у большинства вторых — с 18-электронной. У сидерофильных элементов валентные электроны граничат с незастроенной 18-электронной оболочкой и потому с разным количеством электронов.

Расстояние от ядра до наружных электронов принято называть истинным радиусом атома или иона. В земной коре мы имеем дело не с истинным радиусом, а с так называемым эффективным, т. е. с радиусом действия одного атома или иона на другой атом или ион, так как в коре нет изолированных атомов. Эффективный радиус всегда больше истинного, поскольку электронные оболочки двух атомов или ионов не позволяют им сильно приблизиться. Притяжение катионов к анионам или одного атома к другому сопровождается отталкива-

¹ См. приложение к таблице Менделеева.

Таблица 9

Распределение электронов по оболочкам и орбитам

№№ по порядку	Обозначение электронных оболочек Название элемента	1-я ¹	2-я	3-я	4-я	5-я	6-я	7-я ²			
		K	L	M	N	O	P	Q			
1	Водород	1	—	—	—	—	—	—			
2	Гелий	2	—	—	—	—	—	—			
3	Литий	2	1	—	—	—	—	—			
4	Бериллий	2	2	—	—	—	—	—			
5	Бор	2	2	1	—	—	—	—			
6	Углерод	2	2	2	—	—	—	—			
7	Азот	2	2	3	—	—	—	—			
8	Кислород	2	2	4	—	—	—	—			
9	Фтор	2	2	5	—	—	—	—			
10	Неон	2	2	6	—	—	—	—			
11	Натрий	2	2	6	1	—	—	—			
12	Магний	2	2	6	2	—	—	—			
13	Алюминий	2	2	6	2	1	—	—			
14	Кремний	2	2	6	2	2	—	—			
15	Фосфор	2	2	6	2	3	—	—			
16	Сера	2	2	6	2	4	—	—			
17	Хлор	2	2	6	2	5	—	—			
18	Аргон	2	2	6	2	6	—	—			
19	Калий	2	2	6	2	6	1	—			
20	Кальций	2	2	6	2	6	2	—			
21	Скандий	2	2	6	2	6	1	2	—		
22	Титан	2	2	6	2	6	2	2	—		
23	Ванадий	2	2	6	2	6	3	2	—		
24	Хром	2	2	6	2	6	4	2	—		
25	Марганец	2	2	6	2	6	5	2	—		
26	Железо	2	2	6	2	6	6	2	—		
27	Кобальт	2	2	6	2	6	7	2	—		
28	Никель	2	2	6	2	6	8	2	—		
29	Медь	2	2	6	2	6	10	1	—		
30	Цинк	2	2	6	2	6	10	2	—		
31	Галлий	2	2	6	2	6	10	2	1	—	
32	Германий	2	2	6	2	6	10	2	2	—	
33	Мышьяк	2	2	6	2	6	10	2	3	—	
34	Селен	2	2	6	2	6	10	2	4	—	
35	Бром	2	2	6	2	6	10	2	5	—	
36	Криpton	2	2	6	2	6	10	2	6	—	
37	Рубидий	2	2	6	2	6	10	2	6	—	
38	Стронций	2	2	6	2	6	0	2	6	—	
39	Иттрий	2	2	6	2	6	10	2	6	1	—
40	Цирконий	2	2	6	2	6	10	2	6	2	—
41	Ниобий	2	2	6	2	6	10	2	6	4	—
42	Молибден	2	2	6	2	6	10	2	6	5	—
43	Технеций	2	2	6	2	6	10	2	6	6	—
44	Рутений	2	2	6	2	6	10	2	6	7	—
45	Родий	2	2	6	2	6	10	2	6	8	—
46	Палладий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	—

¹ Внутренняя.

² Внешняя.

№ по порядку	Обозначения электронных оболочек	Название элемента																
		1-я ¹ K	2-я L	3-я M	4-я N	5-я O	6-я P	7-я ² Q										
47	Серебро	2	2	6	2	6	10	2	6	10	—	2	—	—	—	—	—	—
48	Кадмий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	—	2	2	—	—	—	—	—
49	Индий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	—	2	1	—	—	—	—	—
50	Олово	2	2	6	2	6	10	2	6	10	—	2	2	3	—	—	—	—
51	Сурьма	2	2	6	2	6	10	2	6	10	—	2	2	3	—	—	—	—
52	Теллур	2	2	6	2	6	10	2	6	10	—	2	4	—	—	—	—	—
53	Иод	2	2	6	2	6	10	2	6	10	—	2	5	—	—	—	—	—
54	Ксенон	2	2	6	2	6	10	2	6	10	—	2	6	—	—	—	—	—
55	Цезий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	—	2	6	—	—	1	—	—
56	Барий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	—	2	6	—	—	2	—	—
57	Лантан	2	2	6	2	6	10	2	6	10	—	2	6	1	—	2	—	—
58	Церий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	1	2	6	1	—	2	—	—
59	Прозеродим	2	2	6	2	6	10	2	6	10	2	2	6	1	—	2	—	—
60	Неодим	2	2	6	2	6	10	2	6	10	3	2	6	1	—	2	—	—
61	Прометий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	4	2	6	1	—	2	—	—
62	Самарий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	5	2	6	1	—	2	—	—
63	Европий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	6	2	6	1	—	2	—	—
64	Гадолиний	2	2	6	2	6	10	2	6	10	7	2	6	1	—	2	—	—
65	Тербий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	8	2	6	1	—	2	—	—
66	Диспрозий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	9	2	6	1	—	2	—	—
67	Гольмий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	10	2	6	1	—	2	—	—
68	Эрбий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	11	2	6	1	—	2	—	—
69	Тулий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	12	2	6	1	—	2	—	—
70	Иттербий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	13	2	6	1	—	2	—	—
71	Лютеций	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	1	—	2	—	—
72	Гафний	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	2	—	2	—	—
73	Тантал	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	3	—	2	—	—
74	Вольфрам	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	4	—	2	—	—
75	Рений	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	5	—	2	—	—
76	Осмий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	6	—	2	—	—
77	Иридий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	7	—	2	—	—
78	Платина	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	9	—	2	—	—
79	Золото	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	—	2	—	—
80	Ртуть	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	—	2	—	—
81	Таллий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	—	2	1	—
82	Свинец	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	—	2	2	—
83	Висмут	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	—	2	3	—
84	Полоний	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	—	2	4	—
85	Астатин	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	—	2	5	—
86	Радон ³	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	—	2	6	—
87	Франций	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	—	2	6	—
88	Радий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	—	2	6	—
89	Активный	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	—	2	6	1
90	Торий	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	—	2	6	2
91	Протактиний	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	2	2	6	1
92	Уран	2	2	6	2	6	10	2	6	10	14	2	6	10	3	2	6	1

¹ Внутренняя.

² Внешняя.

³ Старые названия радона — эманация и нитон.

нием электронов, вращающихся вокруг ядра атома на наружных орбитах. Это добавочное расстояние между атомами увеличивает на некоторую величину истинный радиус и создает эффективный радиус.

Эффективный радиус есть величина переменная, зависящая от целого ряда факторов, а именно: 1) от знака заряда; 2) от количества положительных или отрицательных зарядов; 3) от температуры, а следовательно, от агрегатного состояния вещества — газового, жидкого, твердого; 4) от давления; 5) от аморфного или кристаллического состояния вещества, в котором находится атом или ион, причем в кристаллическом состоянии эффективный радиус больше у кристаллов низших сингоний; 6) от индивидуальных особенностей и количества соседей в ближайшей сфере действия, которые окружают данный атом, и их пространственного расположения.

Рассмотрим все эти факторы, так как ими определяется миграционная способность химических элементов.

Зависимость эффективного радиуса от знака заряда и от количества положительных и отрицательных зарядов

На рис. 4 приведены эффективные радиусы химических элементов в атомном состоянии и в ионном — в виде катионов и анионов. У анионов благодаря отрицательным зарядам эффективный радиус больше, чем у их атомов, а у катионов благодаря положительным зарядам эффективный радиус меньше, чем у их атомов. При этом у анионов эффективный радиус тем больше, чем больше отрицательных зарядов, а у катионов тем меньше, чем больше положительных зарядов.

Это особенно хорошо прослеживается на сере. В сульфидных соединениях, где сера имеет отрицательные заряды, эффективный радиус у нее большой, а в сульфатных с положительными зарядами — очень маленький. В сульфидах сера двухвалентная отрицательная (пример CaS), а в сульфатах (CaSO_4) шестивалентная положительная.

У железа эффективный радиус уменьшается с увеличением количества положительных зарядов: у двухвалентного железа он больше, чем у трехвалентного. Объясняется это тем, что чем больше положительных зарядов у иона, тем больше от него отщепляется электронов, следовательно, тем больше уменьшается истинный, а с ним и эффективный радиус.

Таким образом, эффективный радиус изменяется в зависимости от среды: в окислительной среде он уменьшается, в восстановительной — увеличивается.

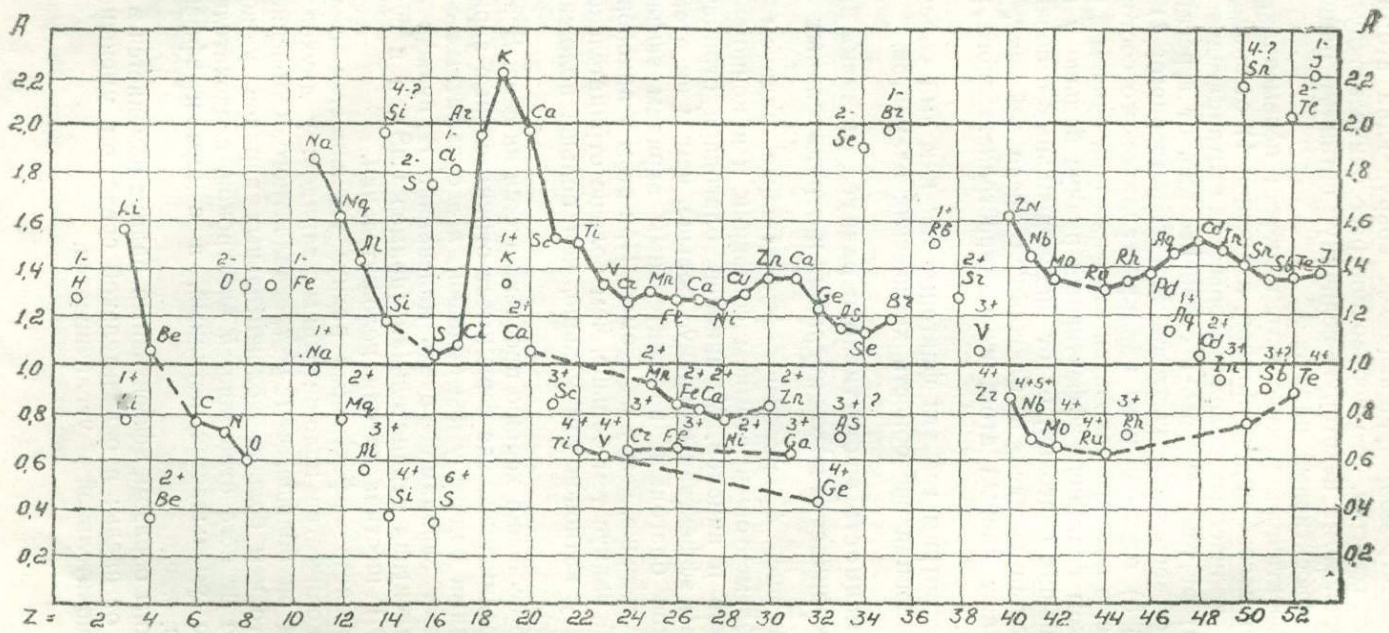


Рис. 4. Распределение химических элементов по эффективным радиусам атомов и ионов (по В. М. Гольдшмидту).

Зависимость эффективного радиуса от температуры

С повышением температуры эффективный радиус химических элементов увеличивается, а с понижением — уменьшается. Например, в экзоконтактных породах эффективный радиус элемента увеличивается вследствие нагревания, а в самих магмах — уменьшается в связи с охлаждением.

Зависимость эффективного радиуса от давления

С увеличением давления эффективный радиус химического элемента уменьшается, а с уменьшением давления увеличивается. Поэтому при эффузии магмы, в связи с падением давления на нее, эффективный радиус увеличивается, а одновременно, в связи с падением температуры, уменьшается. Получается некоторая величина — результирующая. Точно так же эффективный радиус химического элемента уменьшается при горообразовательных процессах, когда давление на боковые породы увеличивается, и одновременно увеличивается вследствие повышения температуры пород. В обоих примерах проявляется основной закон материалистической диалектики — единство противоположностей. Такое же единство противоположностей наблюдается при уменьшении давления в процессе эрозии: при разгрузке давления эффективный радиус увеличивается, а вследствие перехода элемента из более высокотемпературной среды нижних слоев Земли в более низкотемпературную среду верхних слоев, он уменьшается. Наоборот, при процессах седиментации эффективный радиус в результате усиления давления прикрывающих пород уменьшается, но благодаря повышению при этом тепла — увеличивается. Однако эти влияния неодинаковы, и эффективный радиус зависит от преобладания того или иного из них.

Зависимость эффективного радиуса от аморфного или кристаллического состояния вещества

В веществе, находящемся в аморфном состоянии, атомы или ионы расположены хаотически, а в кристаллическом состоянии — правильно. Мы знаем, что при правильной упаковке предметы занимают меньший объем, чем при хаотической. Поэтому эффективный радиус у аморфных тел больше, чем у кристаллических. А так как кристаллическая упаковка бывает разных степеней симметрии, то эффективный радиус при высокой степени симметрии кристаллического вещества всегда меньше, чем при низкой.

Зависимость эффективного радиуса от индивидуальных особенностей и количества элементов в ближайшей сфере действия

Индивидуальными особенностями соседних атомов являются их знак заряда (положительный или отрицательный) и количество этих зарядов. Естественно, что катион действует сильнее на анион, чем на другой катион, причем его действие тем сильнее, чем больше в нем положительных зарядов, а у аниона — отрицательных. Такое взаимодействие двух соседних ионов называется поляризацией, причем активным является катион, а анион ведет себя пассивно, или, как говорят, катион поляризует, а анион поляризуется.

При наличии в кристаллической решетке комплексного аниона, как $(\text{CO}_3)^{2-}$, $(\text{SO}_4)^{2-}$ TiO_3 , а также сильных катионов происходит контрполяризация этих радикалов, т. е. сильное притяжение внутри радикала (между катионом и анионом) нарушается и катион радикала присоединяется к поляризующему катиону. Например, если в соединении CaTiO_3 (перовскит) кальций замещать магнием, то в образующемся соединении магний отрывает титан. Вследствие этого вместо кубической решетки CaTiO_3 образуется гексагональная решетка MgTiO_3 (гейкилита), т. е. поляризация повлияла на кристаллическую решетку минерала.

Поляризация влияет также на цвет, блеск, твердость, растворимость минералов. С усилением ее цвет минерала изменяется от бесцветного к цветному; блеск — от неметаллического к металлическому; твердость сначала увеличивается, а затем резко падает вследствие перехода ионной решетки в молекулярную.

Помимо индивидуальных особенностей химических элементов на величину эффективного радиуса воздействует также количество ближайших соседей¹ и их пространственное распределение, или, как говорят, род кристаллической решетки. Кроме рода, выделяют тип решетки, который определяется ее составными частями: ионами, атомами, молекулами.

Из приведенного списка причин, влияющих на эффективный радиус химических элементов, видно, что он — весьма изменчивая величина, которая является главным фактором, определяющим миграционную способность элементов.

МИГРАЦИОННАЯ СПОСОБНОСТЬ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Миграционная способность химических элементов определяется величиной их эффективного радиуса, который в одних случаях играет положительную роль, а в других — отрица-

¹ Или т. н. координационное число.

тельную. Когда миграция совершается свободно, т. е. в расплавах, растворах, по трещинам или по водосемам, то дальность ее тем больше, чем больше эффективный радиус. Если же миграция совершается через поры пород, то большой эффективный радиус мешает ее дальности. Образно выражаясь, длина ног мешает химическим элементам пробраться через их толпу. В данном случае на миграцию элементов оказывает положительное действие валентность, которая, как руки человека, пробирающегося через толпу, помогает ему продвинуться в породе. Выражаясь научным языком, миграция химических элементов через препятствия совершается пропорционально их энергетическому коэффициенту.

А. Е. Ферсман ввел в науку понятие об энергетическом коэффициенте химических элементов (EK)¹, который пропорционален квадрату валентности элемента и обратно пропорционален его радиусу. Формула эков (EK) Ферсмана выражается так:

$$EK_{ан} = \frac{W^2}{2R}$$

$$EK_{кат} = \frac{W^2}{2R} \cdot 0,70 (R + 0,25),$$

где W — валентность элемента, а R — эффективный радиус его.

Энергетический коэффициент, как всякий коэффициент, величина отвлеченная; им выражается относительная величина энергии химических элементов, а также энергия кристаллической решетки, которая по А. Е. Ферсману определяется эками элементов, входящих в состав кристаллической решетки. Она выражается либо в килокалориях, для чего сумма эков умножается на коэффициент 256,1, либо в электронвольтах, для чего сумма эков умножается на 11,1.

Приведем пример расчета энергии кристаллической решетки в килокалориях для ортоклаза по данным А. Е. Ферсмана

$$U_{\text{энерг. крист. реш. ортоклаза}} (KAlSi_3O_8) = 256,1 [EK_K + EK_{Al} + 3EK_{Si} + 8EK_O].$$

При наличии в химическом составе вещества комплексных анионов или радикалов, например, в $CaCO_3$, расчет ведется не на каждый ион соединения, а отдельно на катион Ca и на анион или радикал (CO_3)¹.

¹ Под эком А. Е. Ферсман понимает «пай энергии, выделенной ионом при образовании кристаллической решетки из рассеянных в бесконечности ионов по расчету на 1 моль при абсолютном нуле».

$$U_{\text{CaCO}_3} = 256,1 [EK_{\text{Ca}} + EK_{\text{CO}_3}],$$

но не так:

$$U_{\text{CaCO}_3} = 256,1 [EK_{\text{Ca}} + EK_{\text{C}} + 3EK_{\text{O}}].$$

Для простых соединений, состоящих из одного катиона и одного рода аниона, может быть использована формула А. Ф. Капустинского. Например, при определении энергии кристаллической решетки SiO_2 расчет ведется так:

$$U_{\text{SiO}_2} = 256,1 \frac{n \cdot W_{\text{Si}} + W_{\text{O}}}{R_{\text{Si}} + R_{\text{O}}},$$

где n — число атомов, входящих в состав SiO_2 , W_{Si} — валентность Si ($W_{\text{Si}} = 4$) и W_{O} — валентность кислорода ($W_{\text{O}} = 2$).

Энергетическим коэффициентом, таким образом, определяется не только миграционная способность химических элементов, но и прочность кристаллической решетки, через которую им приходится пробиваться. Если кристаллическая решетка сложена химическими элементами с сильными эками, то через нее не пройдут элементы с слабыми эками.

Надо заметить, что эками химических элементов определяется последовательность кристаллизации минералов: сначала кристаллизуются минералы с большими эками, а под конец — с меньшими. В соответствии с большими эками минералы первой кристаллизации характеризуются большой энергией кристаллической решетки, а под конец — малой¹. Поскольку они определяются валентностями, то в начале кристаллизации выделяются преимущественно двух- и трехвалентные элементы, а в конце — одновалентные. Так, при кристаллизации основных магм сначала выделяется плагиоклаз, богатый кальциевой молекулой, т. е. анортитовой, а затем — богатый натровой молекулой, или альбитовой. В самую раннюю кристаллизацию ни калийные, ни натровые минералы не выделяются. Ортоклаз и слюды, как известно, выделяются с падением температуры магмы.

Наряду с эком А. Е. Ферсман внес в науку понятие о вэке, т. е. об эке, приходящемся на одну валентность

¹ Здесь имеется в виду паевая энергия, т. е. энергия, приходящаяся на долю одного атома, но не всего кристалла, так как в конце кристаллизации (в пегматитовую стадию) кристаллы имеют большую суммарную энергию вследствие очень сложного состава минералов конечной кристаллизации, например, турмалина, эвдиалита, эрколита.

$(VEK = \frac{EK}{W}$, где W — валентность). Это дает возможность лучше сравнивать энергетические коэффициенты химических элементов, так как они отнесены на одну валентность элемента.

Вэки служат мерой щелочности и кислотности химических элементов: чем они меньше, тем щелочность или кислотность сильнее (см. табл. 10 и 11).

Таблица 10

Вэки анионов как мера кислотности
(по А. Е. Ферсману)

Анионы	Основность кислоты	Вэк (VEK)	Кислотность
IO_3	-1	0,14	Очень сильные
MnO_4	-1	0,16	
I	-1	0,18	
NO_3	-1	0,19 (0,23)	
ClO_3	-1	0,21	Сильные одноосновные
Br	-1	0,22	
SH	-1	0,23	
CN	-1	0,25	
Cl	-1	0,25	
CrO_4	-2	0,33	
SO_4	-2	0,34	
OH	-1	0,37	
F	-1	0,37	
CO_3	-2	0,39	Слабые трехосновные
PO_4	-3	0,50	
BO_3	-3	0,56	
SiO_4	-4	0,69	Очень слабые
FeO_4	-5	0,78	
AlO_4	-5	0,80	

Вэком определяется не только степень кислотности или щелочности химических элементов, но и твердость минералов, в состав которых входят эти элементы. Грубо приближенно расчет ведется по следующим формулам: твердость минерала = $(VEK_{кат} + VEK_{ан}) \times 3$ — для слабо поляризованных соединений и $(VEK_{кат} + VEK_{ан}) \times 2$ — для сильно поляризованных соединений.

К слабо поляризованным соединениям относятся минералы с неметаллическим блеском, а к сильно поляризованным — минералы с металлическим блеском.

Вэки катионов как мера щелочности
(по А. Е. Ферману)

Катионы	Вэк (VEK)	pH образование гидратов	Щелочность	
TR {	Cp ⁺³	1,33	6,8	Слабые основания
	y ⁺³	1,32	6,8	
	Za ⁺³	1,20	8,4	
	H ⁺¹	1,10—1,20	—	
Ni ⁺²	1,09	6,7	Средние основания	
Co ⁺²	1,07	6,8 максим.		
Fe ⁺²	1,06	5,5		
Mg ⁺²	1,05	10,5 7—8,5		
Mn ⁺²	1,00	8,5 (9)		
Ca ⁺²	0,87	11,0	Очень сильные основания	
Sr ⁺²	0,78	—		
Ba ⁺²	0,67	—		
Li ⁺¹	0,55	—		
Na ⁺¹	0,45	—		
K ⁺¹	0,36	—		
Rb ⁺¹	0,33	—		
Cs ⁺¹	0,30	—		

Примеры:

- Твердость NaCl — $3(0,45 + 0,25) = 2,10$; по шкале Мооса твердость = 2,5,
 Твердость CaCO₃ — $3(0,87 + 0,39^*) = 3,78$; по шкале Мооса твердость = 3 — 3,5,
 Твердость Mg₂SiO₄ — $3(1,05 + 0,7^*) = 5,25$; по шкале Мооса твердость = 6 — 6,5,
 Твердость PbS — $2(0,82 + 0,87) = 2,98$; по шкале Мооса твердость = 2,5 — 2,75,
 Твердость ZnS $2(1,10 + 0,57) = 3,34$; по шкале Мооса твердость = 3,5 — 4.

Всякая миграция совершается на определенное расстояние от места сдвижения. По пути движения происходит дифференциация химических элементов в соответствии с различиями их миграционной способности, а затем начинается кристаллизация. Надо заметить, что на одинаковые расстояния могут отмигрировать разные элементы, но обладающие в определенных условиях близкими эффективными радиусами или близкими эками. Такие кристаллические решетки, где в одинаковых узловых местах размещаются разные химические элементы, не изменяя структуры решетки, называются изоморфными.

Рассмотрим явление изоморфизма.

* В комплексных соединениях VEK берется для всего комплекса, а не для каждого аниона в отдельности.

ИЗОМОРФИЗМ

Первые работы по изучению изоморфизма относятся к началу прошлого столетия. Фукс еще в 1815 г. упоминает об „изменяющихся составных частях кристалла“. Бедан обнаружил, что $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ и $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ при совместной кристаллизации дают смешанные кристаллы, содержащие цинк и железо в переменных количествах. В 1819 г. Е. Митчерлих, исследуя $(\text{KH}_2)\text{PO}_4$ и $(\text{KH}_2)(\text{AsO}_4)$ так формулировал закон изоморфизма: „Одинаковое число атомов, связанных одинаковым образом, обуславливает появление одинаковых кристаллических форм, причем кристаллическая форма основана не на природе атомов, но на их количестве и способе соединения“¹.

Это определение понятия изоморфизм, выражающее только сходство обликов кристаллов (и з о с — по-гречески одинаковый, мор фе — форма), не отвечает его действительному содержанию. Правильнее слово «изоморфизм» заменить словом «изоструктура», так как изоморфные смеси дают только изоструктурные соединения. Внешне же сходные минералы, как, например, пироксены и бура, натровая селитра и кальцит, не дают изоморфные смеси. В такой формулировке этот закон, хотя и не содержит всех условий, справедлив до настоящего времени.

До второй половины прошлого столетия господствовало представление об изовалентном или гомовалентном изоморфизме, когда изоморфные соединения дают химические элементы с одинаковыми валентностями², например, Mg_2SiO_4 и Fe_2SiO_4 , дающие группу оливина, начиная от форстерита (Mg_2SiO_4) до фаялита (Fe_2SiO_4).

Позднее Г. Чермак ввел понятие о гетеровалентном изоморфизме, но, объясняя изоморфизм в группе плагиоклазов и хлоритов, он считал, что в изоморфных замещениях фигурируют «молекулы минералов».

Крупным шагом вперед явилось введение В. И. Вернадским понятия об изоморфных атомах, которое в результате последующих исследований для большинства случаев сменилось представлением об изоморфных ионах химических элементов (см. табл. 12).

В связи с указанными представлениями об ионном замещении химических элементов гетеровалентный изоморфизм

¹ Цитирую по книге: В. В. Щербина, Геохимия, 1939, стр. 120.

² Такой вид изоморфизма назывался также совершенным или специальным. Интересно, что изоморфные соединения по внешнему виду обычно неразличимы, но в некоторых случаях изоморфизм выявляется в изменениях цвета минерала. Тогда также соединения называются обманками (роговая обманка, цинковая обманка).

Изоморфные ряды В. И. Вернадского¹

- | | |
|--|--|
| 1. $\underbrace{\text{Al Fe Cr}}_I$ (Mn) Ti B (Y) (Ce) V In? | 10. Au Ag Hg Cu $\underbrace{\text{Pb Tl}}_{I?}$ |
| <hr style="width: 50%; margin-left: 10%;"/> | <hr style="width: 50%; margin-left: 50%;"/> |
| 2. $\underbrace{\text{Ba Ca Sr Pb}}_I$ | 11. $\underbrace{\text{Pt Fe Pblr Rh Cu}}_{III}$ |
| <hr style="width: 10%; margin-left: 10%;"/> | <hr style="width: 10%; margin-left: 50%;"/> |
| II III? | 12. $\underbrace{\text{Os Ru Rh Ir}}_{III}$ |
| 3. $\underbrace{\text{Br J Cl F}}_I$ | 13. $\underbrace{\text{Ca Mg Mn Fe}}_{I?}$ |
| <hr style="width: 10%; margin-left: 10%;"/> | <hr style="width: 10%; margin-left: 50%;"/> |
| II.III? | II III |
| 4. $\underbrace{\text{V P As Sb}}_I$ | 14. $\underbrace{\text{O F}}_{III?}$ |
| 5. $\underbrace{\text{Bi Sb As}}_{II III}$ | 15. $\underbrace{\text{Co Fe Ni}}_I$ |
| 6. $\underbrace{\text{K Na Cs Rb Tl Li H}}_I$ | <hr style="width: 10%; margin-left: 50%;"/> |
| <hr style="width: 50%; margin-left: 10%;"/> | II |
| II III | 16. $\underbrace{\text{Si Ti Zr Mn}}_{II III}$ |
| 7. $\underbrace{\text{W Mo}}_I$ | 17. $\underbrace{\text{Th U}}_{III}$ |
| 8. $\underbrace{\text{Ge Sn}}_II$ | 18. $\underbrace{\text{Zr Hf}}_II$ |
| 9. Mg Mn $\underbrace{\text{Fe Zn Cd Cu Ni Co In}}_I$ | 19. $\underbrace{\text{Nb Ta}}_{III}$ |
| <hr style="width: 50%; margin-left: 10%;"/> | 20. $\underbrace{\text{S Se Te}}_{II III?}$ |
| II III | |

I. Кора выветривания — вадозные минералы.

II. Метаморфическая оболочка — фреатические минералы.

III. Магматическая оболочка — ювенильные минералы.

понимается как замещение в кристаллической решетке низковалентных ионов высоковалентными. Сюда относится изоморфизм соединений CaF_2 и UF_3 , где двухвалентный кальций

¹ Таблица заимствована из книги проф. Е. К. Лазаренко. Курс минералогии, стр. 155. Гостехиздат УССР, 1951,

замещается трехвалентным иттрием. С точки зрения энергетического равновесия вместе с иттрием в кристаллическую решетку входит лишний фтор, который компенсирует положительный заряд иттрия.

В. М. Гольдшмидт такой вид изоморфизма называет изоморфизмом с вакантным местом в кристаллической решетке, считая, что UF_3 может быть представлен как UF_2 где UF_2 замещает CaF_2 в кристаллической решетке, а третий F занимает такое место в кристаллической решетке, откуда он не нарушает ее равновесия.

А. Е. Ферсман называет этот тип изоморфизма полярным, или направленным, так как иттрий может войти в кристаллическую решетку CaF_2 , а кальций в кристаллическую решетку UF_3 не входит, ибо его энергетический коэффициент меньше, чем у иттрия. Здесь получается одностороннее или направленное замещение. Кроме одностороннего замещения высоковалентным элементом низковалентного, А. Е. Ферсман установил одностороннее замещение и при иэовалентных ионах, один из которых встречается в природе в очень рассеянном состоянии и своей решетки построить не может, а входит в решетку другого элемента.

Примером таких соединений является минерал циркон, где часть циркония замещается гафнием $(Zr, Hf) SiO_4$. Циркон и гафний одинаковой валентности (4-х) и имеют близкие эффективные радиусы. Такой иэовалентный изоморфизм А. Е. Ферсман называет эндокриптиею (от греческих слов эндос — внутри, криптос — тайный, скрытый), а В. М. Гольдшмидт называет немецким словом тарнунг или французским — камуфляж, что в переводе также означает скрытый.

Кроме указанных видов изоморфизма, В. М. Гольдшмидт выделяет изоморфизм с одинаковыми брутто-формулами, что Чермак называл гетеровалентным. Сюда относится группа плагиоклазов, представляющих собой изоморфный ряд анортита $(CaAl_2Si_2O_8)$ и альбита $(NaAlSi_3O_8)$. Здесь формулы неодинаковы, но сумма катионов (5) и сумма анионов (8) одинаковы. Одинаковы также количества положительных и отрицательных зарядов. Поэтому с энергетической точки зрения состояние кристаллической решетки сохраняется. Здесь, в сущности говоря, произошла замена $Ca^{+2} Al^{+3}$ на $Na^{+1} Si^{+4}$, т. е. число положительных зарядов в обменивающихся группах одинаково.

В. М. Гольдшмидт ввел в науку еще один вид изоморфизма, который он назвал полимерным. Представителями полимерного изоморфизма могут служить минералы рутил TiO_2 и мооссит $Fe(Nb, Ta)O_6$. Здесь нет ни общих брутто-фор-

мул, ни одинаковых валентностей, а все-таки эти соединения являются изоморфными. Гольдшmidt рассматривает мооссит как состоящий из трех следующих молекул: FO_2 , NbO_2 , TaO_2 ; по этому предположению мооссит имеет трирутиловую решетку (TiO_2).

Изоморфные замещения меняются от термодинамических условий, что видно из приведенных ниже таблиц В. И. Вернадского, причем при высоких температурах изоморфных замещений больше, чем при низких.

Это объясняется тем, что с повышением температуры кристаллическая решетка расширяется и в нее входит много элементов. При высоких температурах изоморфизм неограниченный, при низких — ограничивается¹. Примером может служить изоморфизм в ряду ортоклаз — альбит. При высоких температурах они дают общую решетку, а с понижением температуры альбит отделяется от ортоклаза, давая так называемые пертитовые вроски в нем. Изменение термодинамических условий ведет к полиморфизму, который мы рассмотрим ниже.

ПОЛИМОРФИЗМ

Изменение эффективных радиусов химических элементов от термодинамических условий ведет к изменению отношений эф. R катиона к эф. R аниона, так как R_k и R_A изменяются не одинаково, что влечет за собой изменение кристаллической решетки, а это в свою очередь приводит к изменению кристаллической формы вещества, откуда и получилось название полиморфизм, т. е. многоформие.

Изменение кристаллической структуры вещества может быть вызвано также химическими и радиоактивными воздействиями на него. Например, если на кальцит действовать раствором магния, то часть его может войти в кристаллическую решетку кальцита, но избыток магния ведет к полному решетке. Такой полиморфизм, вызванный химическим действием, называется морфотропией, т. е. наклоением формы (морфе — по-гречески — форма, тропео — наклонаю). Морфотропия обуславливается усилением поляризации между ионами (см. выше).

Радиоактивное воздействие выражается в том, что радиоактивный элемент, входящий в состав вещества, излучая электроны, разряжает катионы, переводя их в атомное состо-

¹ Неограниченный изоморфизм наблюдается и при низких температурах, но при равных валентностях и равных эках химических элементов, замещающих друг друга.

яние. Равновесие в решетке нарушается. Такой вид полиморфизма носит название изотропизации, так как решетка превращается в хаотическое состояние. Его же называют метамиктным состоянием (от греческих слов: мета — между, миксос — смесь), т. е. решетка перешла в смесь атомов.

Возвращаясь к основному вопросу — миграции и концентрации химических элементов, — необходимо сказать, что в зависимости от термодинамических и геологических условий миграция приводит к различным ассоциациям элементов.

Миграция и концентрация химических элементов может протекать как в самой магме, так и за ее пределами. В последнем случае различают миграцию в газовом или жидком состоянии. На поверхности земли преобладает миграция в водных растворах.

Рассмотрим сначала миграцию и концентрацию химических элементов в магме и продуктах ее выделения — в газах и горячих водах (гидротермы).

МИГРАЦИЯ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В САМОЙ МАГМЕ (ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА)

Миграция химических элементов в магме начинается с момента ее охлаждения. В связи с изменением температуры меняется и парагенетическая группировка элементов. При высокой температуре, какую имеют ультраосновные и основные магмы, концентрируются химические элементы с наиболее высокими эквами. Это преимущественно элементы с четными порядковыми номерами, к которым принадлежат: Mg, Si, O, Ti, Fe, Ni, Cr, Pt, Ru, Pd, Os, C, S, Ca.

Все эти элементы относятся к четно-атомным и с атомными весами, кратными четырем: O (16), Mg (24), Si (28), S (32), Ca (40), Ti (48), Cr (52), Fe (56) (в скобках приведены атомные веса наиболее распространенных изотопов). Они же характеризуются малыми радиусами ионов: Mg^{+2} (0,78Å); Fe^{+2} (0,83Å); Ni^{+2} (0,78Å); Ti^{+4} (0,64Å), что определяет высокую энергию кристаллических решеток.

Перечисленные химические элементы относятся к элементам протокристаллизации (протос — по-гречески первый), т. е. первой кристаллизации. Число четных элементов в составе минералов первой кристаллизации составляет 97% от числа атомов.

Типично постоянное накопление в продуктах протокристаллизации элементов семейства железа, иногда также платиновой группы, т. е. сидерофильных элементов.

Наличие в продуктах протокристаллизации сульфидов (среднее содержание — 0,25%), а также углерода (иногда в форме алмаза) указывает на недостаток кислорода в процессах протокристаллизации. Это особенно характерно для каменных метеоритов, которые можно рассматривать как крайний тип основной магмы; в них имеются металлическое железо и никель и даже силициды, карбиды и углеводороды.

В продуктах протокристаллизации очень широко развиты явления изоморфизма. К ним относится замещение магния железом, а также никелем и кобальтом в оливинах; замещение железа марганцем в авгитах; взаимное замещение элементов платиновой группы и т. д.

По мере перехода магмы в стадию мезокристаллизации, т. е. среднетемпературной кристаллизации, вместо четно-атомных элементов начинают играть роль нечетно-атомные, как Al, K, Na, входящие в состав пироксенов, амфиболов, слюд, биотита и мусковита. Однако четно-атомные элементы, как O, Si, все еще преобладают над нечетно-атомными.

В связи с указанным изменением вещественного состава магмы, как следствие ее охлаждения, энергия кристаллических решеток выделяющихся минералов уменьшается. С общим падением температуры магмы падает и температура образования минералов. Интересно то, что наряду с изменением энергии кристаллических решеток по мере охлаждения магмы изменяются и сами решетки минералов. Во-первых, они усложняются: в стадии протокристаллизации решетка представляется изолированными тетраэдрами SiO_4 ; в стадии мезокристаллизации сначала появляются цепи тетраэдров SiO_4 , характерные для пироксенов, затем ленты, характерные для амфиболов, наконец, пластины, свойственные для слюд, и каркасы, характерные для полевых шпатов и кварца.

В конечную стадию магматического процесса, который носит название пегматитового, в большом количестве собираются нечетно-атомные элементы. В этом самое важное отличие конечной кристаллизации, или телокристаллизации, от прото- и мезокристаллизации¹.

МИГРАЦИЯ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПЕГМАТИТОВОМ ПРОЦЕССЕ

В пегматитах преобладают одно- и трехвалентные ионы: H, O, Na, Cs, Rb, Al, TR, $(\text{BO}_3)^{-3}$, $(\text{NbO}_3)^{-1}$ и др. Наконец, характерно накопление радиоактивных элементов: Th, U, Ra, Sm, K, Rb. Из анионов в пегматитах больше всего комплексных, из простых известны лишь O и F. Простые катионы, преобладающие в пегматитах, больше по размерам, чем катио-

¹ Мезокристаллизацию В. М. Гольдшмидт называет главной (Hauptkrystallisation).

ны прото- и мезокристаллизации. Например, в пегматитах играют роль катионы: Na^{+1} ($R=0,98$), K^{+1} ($R=1,33$), Rb^{+1} ($R=1,49$), Cs ($R=1,65$) в то время как в стадии протокристаллизации катионы представлены Ti^{+4} ($R=0,64$), Mg^{+2} , Ni^{+2} , ($R=0,78$), Fe^{+2} ($R=0,83$).

Большие эффективные радиусы, с одной стороны, и малые валентности — с другой, в качестве суммарного эффекта дают невысокие энергетические коэффициенты ионов. По расчетам А. Е. Ферсмана энергия катионов в кристаллических решетках минералов гранитных пегматитов примерно в два раза меньше чем в решетках минералов протокристаллизации. Можно сказать, что гранитные пегматиты имеют значительно низший энергетический уровень, чем в первых фазах кристаллизации. Это — одно из подтверждений геоэнергетической теории Ферсмана. Поэтому и возражения, которые делаются против теории пегматитообразования, с геохимической точки зрения не обоснованы. Мы не будем приводить здесь возражения против теории Ферсмана, которые сведены в работе доцента Ленинградского горного института В. Д. Никитина¹. Отметим лишь, что на позициях Ферсмана стоят геохимики.

Как уже говорилось, в гранитных пегматитах накапливаются преимущественно те элементы, ионы которых или слишком велики, или, наоборот, слишком малы. В протокристаллизации они представлены в столь небольшом количестве, что не могут образовать самостоятельные минералы. Не будучи захвачены другими минералами в процессе прото- и мезокристаллизации, они накапливаются в остаточном пегматитовом расплаве. Но так как здесь катионы с малыми радиусами обычно не выпадают самостоятельно, а образуют большие комплексные анионы, то, очевидно, остается в силе и то положение, что в пегматитовом остатке накапливаются большие простые ионы и комплексные анионы $(\text{TiO}_4)^{-4}$, $(\text{ZrO}_4)^{-4}$, $(\text{ThO}_4)^{-4}$, $(\text{VO}_3)^{-3}$, $(\text{NbO}_3)^{-1}$, т. е. ионы с малыми энергетическими коэффициентами.

Пегматитовый процесс характерен еще тем, что формирующиеся при этом минералы отличаются сложным химическим составом, например, турмалин, эвдиалит, эвколит, обладающие большой суммарной энергией и малой паевой, т. е. энергией, приходящейся на долю одного иона.

МИГРАЦИЯ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГАЗОВОМ СОСТОЯНИИ ИЛИ В ГАЗОВОЙ СМЕСИ

При рассмотрении миграции химических элементов в газовом состоянии, или так называемым пневматолитовым пу-

¹В. Д. Никитин. Процессы перекристаллизаций и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Записки Ленинградского горного института, т. 27, вып. 2, 1952.

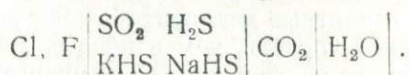
тем, т. е. в температурном интервале от 700 до 400°, следует различать три случая:

1. Элементы выделяются в свободном состоянии — молекулярном, атомном или ионом (фтор и хлор).

2. Элементы дают химические соединения с Cl и F, например: SnF_4 , SnCl_4 и CuCl_2 ; CuF_2 и ZnF_2 ; ZnCl_2 , BF_3 , BCl_3 и др.

3. Элементы образуют химические соединения с серой или кислородом (H_2S , SO_2 , CO_2 , H_2O).

Миграция летучих компонентов магмы происходит обычно в такой последовательности¹: Cl, HCl, N, H, CO, SO_2 , H_2S , CO_2 , H_2O или, выделяя главные фазы,



Из этих рядов видно, что сначала выделяются простые элементы, а затем их соединения. С конденсацией газов и превращением их в гидротермы выделяются еще более сложные соединения, так как в гидротермах углерод и сера образуют сложные ионы $(\text{CO}_3)^{-2}$ и $(\text{SO}_4)^{-2}$.

Роль газов в процессе рудоотложения в последнее время стала дискуссионной, ибо считалось, что перенос труднолетучих компонентов в газообразной фазе невозможен; он осуществляется лишь в форме растворов. Такое мнение существовало, в частности, в отношении кремнезема. Однако экспериментальные исследования последних лет, особенно работы Н. И. Хитарова, Ф. В. Сыромятникова, Д. С. Белянкина и др., показали, что перенос олова, молибдена и других металлов, а также кремнезема в газообразной фазе возможен при достаточно высоких температурах и больших давлениях.

Н. И. Хитаров доказал, что при температуре 100° и выше и при давлении больше одной атмосферы кремнезем переносится как в парах воды (в области до критической температуры ее 374°), так и в газе воды (в надкритической области) в весьма ощутимых количествах, которые сильно возрастают с повышением температуры и давления.

Для исследованной области температур и давлений Н. И. Хитаровым были получены следующие содержания кремнезема (см. табл. 13).

Было также показано, что добавка щелочи значительно повышает содержание кремнезема в паре и газе воды, т. е. способствует его миграции, тогда как добавка соляной, фосфорной и борной кислот не влияет существенно на миграцию.

¹ А. Е. Ферсман. Пегматиты, т. I, 1940, стр. 68 и 69.

Перенос химических элементов в газовом состоянии в зависимости от температуры и давления (по Н. И. Хитарову).

Температура в °С	Давление в атм	Содержание кремнезема в мг на 1 л пара и газа
100	1	1
200	16	67
300	87	100
400	288	165
450	399	203

Эти исследования свидетельствуют о том, что какая-то часть кремния, олова, молибдена и других металлов может переноситься при высоких температурах не только в форме соответственных легколетучих соединений, например, фторидов или хлоридов, но и непосредственно в форме соединений, считающихся обычно нелетучими.

На основании указанных опытов А. А. Сауков пишет: «Придерживаясь тех или иных взглядов на механизм отделения летучих компонентов магмы от силикатного расплава, все почти исследователи согласны в настоящее время в том, что все же такое разделение происходит и что гидротермальные месторождения образуются в основном за счет растворов, которые когда-то через газообразную стадию были связаны с магматическим расплавом»¹.

Д. С. Коржинский, однако, отрицает роль пневматолитизации как самостоятельного процесса. «Под пневматолитизмом,— говорит он,— подразумевается воздействие на породы кислотных газов. Но многие авторы... к той же пневматолитовой стадии относят также контактово-пневматолитовые, т. е. контактово-метасоматические или скарновые месторождения нашей ранней щелочной стадии. Термин пневматолитовая стадия неудобен еще и потому, что он подразумевает газообразное состояние растворов, с противопоставлением пневматолитовой стадии последующей гидротермальной. Но мы еще слишком мало знаем об агрегатном состоянии послемагматических растворов, хотя, в частности, можем утверждать, что более низкотемпературные из явлений стадии выщелачивания, например, образование кварцевых жил, протекают в типичных гидротермальных условиях, при жидком состоянии растворов. Из этих соображений мы принуждены отказаться от термина «пневматолитовая» стадия и говорить о кислотной стадии, или стадии выщелачивания»².

¹ А. А. Сауков. Геохимия. 2-е изд., 1951, стр. 282.

² Д. С. Коржинский. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». АН СССР, 1953, стр. 374.

Говоря о миграции химических элементов в газовом состоянии, надо иметь в виду, что одни ученые считают ее непрерывной, начиная с ранней стадии жизни магматического очага, а другие — лишь в конце кристаллизации, начиная с пегматитовой фазы. Если признать миграцию газов при контактных процессах, то приходится признать миграцию их, начиная с ранней стадии магматического процесса.

МИГРАЦИЯ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНУЮ ФАЗУ МАГМАТОГЕННОГО ПРОЦЕССА

Гидротермальные процессы являются заключительным этапом магматогенных процессов, причем, как мы видели из предыдущих этапов магматогенного процесса, миграция химических элементов идет в сторону накопления нечетно-атомных элементов. Если в протокристаллизацию, или так называемую ортомагматическую стадию магматогенного процесса сильно преобладают четно-атомные элементы, характеризующиеся высокими эками и составляющие 97% от общего числа атомов, то в более низкотемпературную пегматитовую стадию четно-атомные элементы, в особенности с атомным весом, кратным 4 (4 q), снижаются до 78%, а в гидротермальную стадию — до 60%.

В гидротермальную стадию магматогенного процесса собираются халькофильные элементы, дающие соединения с серой, селеном, теллуром, сурьмой, мышьяком. Халькофильных элементов 25, а их минералов — свыше 200. Здесь имеются также соединения с кислородом, но они относятся к жильным, представляя соединения, главным образом, с литофильными элементами Sr, Ca, Mg, Ba, отчасти с Fe, образуя такие распространенные в жилах минералы, как кварц, кальцит, анкерит, доломит, сидерит, барит, плавиковый шпат. Из рудных минералов кислород входит в состав оловянного камня SnO_2 , вольфрамита (Fe, Mn) WO_4 , но эти минералы приурочены к самым глубоким горизонтам жилы (гипозона). Жильными они называются потому, что являются главными минералами жил, рудные же минералы играют в них подчиненную роль.

Характерной особенностью рудных минералов гидротермальных жил является широкое развитие в них изоморфизма. Это может быть объяснено близостью эффективных радиусов многих халькофильных элементов, особенно в группе анионов — S, Se, As, Sb, причем среди них известны соединения с неограниченным изоморфизмом, а еще более — с ограниченным. Примерами первых служат соединения состава Hg (S, Se) — в ряду минералов киноварьтиманнит; состава Cu (S, Se) в ряду ковеллин — клокманнит; состава (Co,

Ni)As₂ — в ряду шмальтин — хлоанит состава (3 Cu₂, Ag₂, Hg, Fe₂).
 (Sv. Ag)S₃ — в ряду блеклых руд. Примерами вторых (с ограниченной растворимостью) являются соединения типа (Zn, Fe)S или (Zn, Cd)S — в ряду цинковых обманок; Pb(S, Se) — в ряду свинцовый блеск — алтаит; 3Cu₂S(As₂Sb₂)S₅ — в ряду минералов энаргит — фаматинит и др.

Минералы с ограниченным изоморфизмом часто характеризуются структурами распада. Например, сфалерит (Zn, Fe)S распадается на безжелезистую разность, называемую кельфофаном, и пирротин (FeS); галенит (Pb, Ag)S выделяет аргентит Ag₂S и др.

Для многих минералов халькофильных элементов характерен также полиморфизм, причем полиморфные изменения совершаются при невысоких температурах. Примерами полиморфных модификаций могут служить: высокотемпературный ромбический (или гексагональный) халькозин Cu₂S и низкотемпературный кубический, с температурой превращения ромбической модификации в кубическую при 91° и ниже; высокотемпературный кубический аргентит Ag₂S и низкотемпературный акантит, оба состава Ag₂S, но кубический аргентит переходит в ромбический акантит при температуре —179° и ниже; кубическая и гексагональная модификация киновари HgS, причем кубическая модификация называется метациннабарит и отличается от гексагональной модификации черным цветом. Гексагональная модификация эндогенного образования, а кубическая — экзогенного.

Кроме изоморфных и полиморфных соединений, халькофильные минералы характеризуются также образованием твердых золь, возникающих при кристаллизации жидких золь. Сюда относятся, например, золотосодержащие пириты и сфалериты с тонкораспыленными включениями галенита.

Наконец, последним весьма важным признаком халькофильных элементов является стремление их к атомному состоянию, т. е. появляться в металлическом состоянии (золото, серебро, медь, платина и др.), что обуславливается высокими потенциалами их ионизации, т. е. трудностью перевода их в ионное состояние, в то время как литофильные элементы легко ионизируются.

Ниже приведены для сравнения потенциалы ионизации халькофильных и литофильных элементов с учетом ионизации до одновалентного и двухвалентного состояния.

Для одновалентной ионизации:

Cu — 7,69 еv (электроно-вольт)	K — 4,3 еv
Ag — 7,53 .	Rb — 4,2 .
Au — 9,19 .	Cs — 3,9 .

Для двухвалентной связи

Zn — 27,24 <i>ev</i>	Ca — 17,9 <i>ev</i>
Cd — 25,80 .	Sr — 16,65 .
Hg — 29,06 .	Ba — 15,14 .
Pb — 22,36 .	

Миграция химических элементов в гидротермальных растворах приводит к вертикальной дифференциации их, с образованием так называемых жильных горизонтов: в нижних (глубоких) частях жил концентрируются менее подвижные элементы, в средних частях — более подвижные, а в верхних — наиболее подвижные. Для нижних горизонтов обычно характерны Sn, W, Mo, Au, для средних — Cu, Zn, Pb, Ag, а для верхних — As, Sb, Hg. Нижние горизонты жил получили название гипотермального горизонта, средние — мезотермального, а верхние — эпитепмального¹. Правда, эта закономерность в распределении химических элементов наблюдается при прохождении раствора в однородной породе. В разнородных породах указанный порядок нарушается разными влияниями пород на разные элементы. Ю. А. Билибин, базируясь на наблюдениях Н. А. Хрущева, приводит примеры обратной зональности, т. е. обратной последовательности выделения химических элементов, вызванной пульсацией, но для свинцово-цинковых месторождений он устанавливает первичную зональность отложения².

Нарушения в нормальной последовательности выделения химических элементов вызываются не только влиянием боковых пород на растворы, но, как доказал акад. С. С. Смирнов, и пульсационным заполнением трещин гидротермальными растворами. Иностраные ученые — Эммонс, Линдгрэн, Ниггли — к решению вопроса о зональности рудных жил подходят метафизически, не учитывая ни роли боковых пород, ни пульсационного характера заполнения трещин. Бэнди (Bandy) объясняет распределение химических элементов по жиле различиями атомных весов металлов, а Броун (Brown) — различиями удельных весов минералов, в состав которых они входят. По данным Бэнди металлы с малым атомным весом, например, железо (ат. вес — 55,84), должны выпадать раньше, чем металлы с большим атомным весом, как золото

¹ Гипо — по-гречески значит внизу; мезос — средний, эпи — над. В настоящее время под этими терминами понимают не глубину жильного горизонта, а температуру рудообразования: к гипотермальным относятся высокотемпературные, к мезотермальным — среднетемпературные, а к эпитепмальным — низкотемпературные руды.

² Зональность отложения М. М. Константинов отрицает, как противоречащую идее С. С. Смирнова о пульсационном заполнении трещин (См. «Зап. Всесоюз. мин. о-ва», 1952, № 1).

(ат. вес — 197,20) или ртуть (ат. вес — 200,61), тогда как пирит обычно сопровождает и золото и ртуть. По Броуну раньше должны выпадать удельно-легкие минералы, а затем удельно-тяжелые. Подробнее об этом см. ниже (стр. 272).

Влияние боковых пород на рудоотложение особенно убедительно доказано немецким инженером Мюллером и советской практикой. Что касается пульсационного заполнения трещин рудными растворами, то на это впервые обратил внимание С. С. Смирнов. Между прочим, странно, что на этот факт ученые обращали мало внимания, хотя гидротермальные растворы связывали с магматической деятельностью. Всем ведь давно известно, что магматическая деятельность почти нигде не протекает однократно, а всегда повторяется. Об этом свидетельствует деятельность современных вулканов. Поэтому и рудные растворы должны были менять свой состав в определенной последовательности в зависимости от падения температуры.

Что касается характера миграции химических элементов в гидротермах, то, по мнению одних ученых, она протекает в ионном состоянии, а по мнению других — в коллоидальном. А. Д. Ершов пишет об этом следующее: «Камнем преткновения американских геологов в вопросе переноса металлов в истинных растворах служили данные экспериментов Мори, Ингерсона и Кеннеди об ограниченной растворимости кварца в воде.

В связи с тем, что для переноса металлов месторождения, по экспериментальным данным этих исследователей, требовалось огромное количество воды, появилась гипотеза коллоидного переноса, которую развивали и поддерживали Линдгрэн, Бойдель, Гаррелс и др. Казалось, выход был найден, ибо концентрации тяжелых металлов в гидрозольях могут быть в миллионы раз больше. Однако и здесь возникли трудности, которые американским геологам не удалось преодолеть. Проницательная и замещающая способность гидрозольей и их устойчивость крайне малы. Появление в растворе электролитов, которыми всегда богаты боковые породы, немедленно вызывает коагуляцию и тем самым прекращает циркуляцию рудного вещества.

Таким образом, в проблеме переноса рудного вещества американские геологи оказались в тупике, из которого они безуспешно ищут выхода. Главным их пороком в решении этой проблемы является неумение методически правильно поставить эксперимент и геологически правильно интерпретировать его результаты.

Интерпретацию результатов опытов Феннер, Грейтон и др. проводят чисто метафизически, не учитывая геологических условий, например: реально существовавших больших внут-

ренных давлений, создававшихся парами воды в замкнутой системе под мощным покровом толщи пород; наличия при больших давлениях выше критической точки воды особого флюидного состояния, со свойствами одновременно газа, жидкости и др.

Советские геологи, разрабатывая теорию рудообразования, на основе экспериментальных исследований и геологических наблюдений доказывают возможность переноса в истинных растворах как с участием легкорастворимых галоидных и комплексных соединений, так и без них, а в особых условиях (как, например, в открытых трещинах, при длительных мало изменяющихся условиях) также и в коллоидной форме»¹.

Мы рассмотрели миграцию и концентрацию химических элементов, исходя из условий свободной миграции, т. е. по трещинам, когда определяющим фактором ее является величина эффективного радиуса. Но миграция и концентрация химических элементов может происходить через тело породы. Тогда определяющим фактором ее является не эффективный радиус, а энергетический коэффициент, а также энергия кристаллической решетки минералов боковых пород. Этот вид миграции называется метасоматическим процессом. Он широко развит в рудообразовательных процессах, особенно при миграции сидерофильных и халькофильных элементов, так как эки этих элементов выше экв литофильных элементов боковых пород (см. табл. 14 геохимических параметров по А. Е. Ферсману).

Рассмотрим миграцию химических элементов через боковые породы, или процессы метасоматоза.

ПРОЦЕССЫ МЕТАСОМАТОЗА

Метасоматическое замещение, или метасоматоз — наиболее важный процесс в формировании эпигенетических минеральных месторождений, т. е. месторождений, образовавшихся позднее и внутри, но не по трещинам вмещающих их пород.

Процессы метасоматоза разными учеными рассматриваются по-разному. Геохимики рассматривают их как вытеснение ионов боковых пород. ионами, привнесенными газовыми или водными растворами, а физико-химики — как смену минеральных молекул боковых пород другими минеральными молекулами. При этом и те и другие считают, что замещение старых минералов новыми идет с сохранением объема, а нередко даже и кристаллической формы замещенного минерала.

¹ С. С. Смирнов (см. «Известия АН СССР», 1946, № 5, стр. 28) стоит на позициях Линдгрена в вопросе о коллоидном состоянии гидротермальных растворов.

Геохимические параметры ¹

Таблица 14

Порядковый номер	Элемент	W	R	EK' (EK ²) *	VEK	256 EK (в ккал)
1	H	+1	0,1	1,1	1,1	282
1	H	-1	1,54	0,32	0,32	82
1	H	(OH) ⁻¹	1,33	0,37	0,37	95
1	H	(SH) ⁻¹	1,99	0,23	0,23	59
2	He	0	—	0	0	0
3	Li	+1	0,78	0,55	0,55	141
4	Be	+2	0,34	2,65	1,32	679
5	B	+3	0,20	6,00	2,00	1537
6	C	+4	0,18	12,20	3,05	31.4
6	C	(CO ₃) ⁻²	2,57	0,78	0,39	200
7	N	+5	0,15	9,75	3,95	5057
7	N	(NO ₃) ⁻¹	2,57	0,18	0, 8	49
8	O	-2	1,32	1,55	0,78	397
9	F	-1	1,33	0,37	0,37	95
10	Ne	0	—	—	—	0
11	Na	+1	0,98	0,45	0,45	115
12	Mg	+2	0,78	2,00	1,05	538
13	Al	+3	0,57	4,95	1,65	1265
13	Al	(AlO ₄) ⁻⁵	3,15	4,00	0,80	1025
14	Si	+4	0,39	8,60	2,15	22(2
14	Si	(SiO ₄) ⁻⁴	—	3,00	0,73	770
15	P	+5	0,35	15,50	3,10	3970
15	P	(PO ₄) ⁻³	—	1,50	0,50	984
16	S	-2	1,74	1,15	0,58	295
16	S	+6	0,34	—	—	608
16	S	(SO ₄) ⁻²	—	0,70	0,35	180
17	Cl	-1	1,81	0,25	0,25	64
18	Ar	0	—	—	—	0
19	K	+1	1,33	0,36	0,36	92
20	Ca	+2	1,06	1,75	0,87	448
21	Sc	+3	0,83	4,65	1,55	1191
22	Ti	+3	0,69	4,65	1,55	1191
22	Ti	+4	0,64	8,40	2,10	2151
23	V	+3	0,65	5,32	1,74	1362
23	V	+4	0,61	8,04**	2,01	2058,24
23	V	+5	0,35	15,12	3,02	3872
24	Cr	+3	0, 4	4,75	1,60	1216
24	Cr	+6	0,35	—	—	—
24	Cr	(CrO ₄) ⁻²	—	0,75	0,38	172
25	Mn	+2	0,91	2,00	1,00	512
25	Mn	+3	0,70	—	—	—

¹ А. Е. Ферсман. Геохимия, т. III, стр. 96.

* Эки приведены по экспериментальным данным EK¹; в тех случаях, когда эти данные отсутствуют, взяты цифры (EK²) по формуле Капустинского.

** У А. Е. Ферсмана 1,7.

Порядковый номер	Элемент	W	R	$E'K(EK^2)^*$	VEK	256 EK (в ккал)
25	Mn	+4	0,52	9,10	2,28	2330
26	Fe	+2	0,83	2,12	1,06	543
26	Fe	+3	0,67	5,15	1,71	1320
26	Fe	$(FeO_4)^{-5}$	3,25	3,85	0,77	986
27	Co	+2	0,82	2,15	1,07	553
28	Ni	+2	0,78	2,18	1,09	558
29	Cu	+1	0,96	0,70	0,70	179
29	Cu	+2	—	2,10	1,05	538
30	Zn	+2	0,83	2,20	1,10	563
31	Ga	+3	0,62	5,41	1,80	1386
32	Ge	+4	0,44	10,33	2,63	2697
33	As	+5	—	—	—	—
33	As	-3	—	—	—	—
34	Se	-2	1,91	1,10	0,05	282
34	Se	+6	0,35	—	—	—
35	Br	-1	1,96	0,22	0,22	56
36	Kr	0	—	—	—	—
37	Rb	+1	1,49	0,33	0,33	85
38	Sr	+2	1,27	1,53	0,77	592
39	Y	+3	1,06	3,95	1,32	1011
40	Zr	+4	0,87	7,85	1,96	1793
41	Nb	+5	0,69	13,60	2,92	3483
41	Nb	$(NbO_4)^{-3}$	—	—	—	—
42	Mo	+4	0,68	8,50	2,12	2177
42	Mo	+6	—	—	—	—
43	Ma	—	—	—	—	—
44	Ru	+4	0,65	9,10	2,28	2330
45	Rh	+3	0,68	5,17	1,72	1320
46	Pd	—	—	—	—	—
47	Ag	+1	1,13	0,60	0,60	154
48	Cb	+2	1,03	2,00	1,00	512
49	Inj	+3	0,92	4,35	1,45	1114
50	Sn	+4	0,74	7,90	1,98	2023
51	Sb	+5	—	—	—	—
51	Sb	—	(0,90)	—	—	—
52	Te	-2	2,11	0,95	0,47	243
52	Te	+6	—	—	—	—
53	J	-1	2,20	0,18	0,18	46
54	Xe	0	—	—	—	0
55	Cs	+1	1,65	0,30	0,30	77
56	Ba	+2	1,43	1,35	1,35	346
57—	TR—	+3	1,22	3,58	1,19	917
-71	-TR	—	-0,99	-3,98	1,33	1011
72	Hf	+4	0,86	7,81	1,95	2000
73	Ta	+5	0,68	13,60	2,92	3483
74	W	+3	—	—	—	—
74	W	+6	—	19,35	3,23	4955

* Эки приведены по экспериментальным данным EK^1 ; в тех случаях, когда эти данные отсутствуют, взяты цифры (EK^2) по формуле Капустинского.

Порядковый номер	Элемент	W	R	$EK^1(EK^2)$ *	VEK	256 EK (в ккал)
74	W	$(WO_4)^{-2}$	3,52	0,57	0,28	ок. 150
75	Re	+4	0,68	8,90	2,22	2280
75	Re	+7	—	28,10	4,01	6179
76	Os	+4	0,67	8,90	2,22	2230
77	Ir	+4	0,66	8,93	2,73	2287
78	Pt	—	—	—	—	—
79	Au	+1	1,37	0,65	0,65	165
80	Hg	+1	—	—	—	—
81	Tl	+1	1,49	0,42	0,42	107
81	Tl	+3	1,05	3,45	1,15	884
82	Pb	+2	1,32	1,65	0,82	423
82	Pb	+4	0,84	7,95	1,99	2036
83	Bi	+5	—	—	—	—
83	Bi	+3	—	—	—	—
90	Th	+4	1,10	6,80	1,70	1742
92	U	+4	1,05	7,00	1,82	1793
92	U	+6	—	—	—	—

Сюда относится процесс рибекитизации куммингтонита или актинолита в Кривом Роге, где два иона Mg^{+2} замещены ионом Fe^{+3} и Na^{+1} , т. е. четыре положительных заряда двух ионов Mg^{+2} компенсированы четырьмя положительными зарядами $Fe^{+3} + Na^{+1}$. Сюда же относятся процессы окремнения дерева, раковин животных.

Геохимики поэтому расчлениают метасоматические процессы по замещающим элементам. Так, В. М. Гольдшмидт выделяет такие виды метасоматоза: 1) щелочной; 2) магнезиальный; 3) кальциевый; 4) железистый; 5) борный; 6) серный; 7) водно-углекислый; 8) фосфорный; 9) угольный; 10) кремневый. Такие же виды выделяет финский петрограф П. Эскола.

Науманн, введший в науку термин «метасоматоз», понимал под ним все псевдоморфозы, образовавшиеся путем химического замещения первоначальных минералов. Такой же точки зрения придерживается акад. Д. С. Коржинский (41, стр. 332), который рассматривает эндогенный метасоматоз как «метаморфизм с изменением химического состава породы».

Процессы метасоматоза, или метасоматизма, являются

* Эки приведены по экспериментальным данным EK^1 ; в тех случаях, когда эти данные отсутствуют, взяты цифры (EK^2) по формуле Капустинского.

основными геологическими процессами, протекающими как внутри земной коры, так и на ее поверхности,— это процессы, связанные с обменом веществ. Поэтому Шнайдерген определяет геохимию как науку об обмене веществ. Д. С. Коржинский (41) и Н. Н. Курек (49), однако, рассматривают метасоматоз не как результат замещения одних элементов другими, а как смену одних минералов другими, даже продуктами их распада. К метасоматическим они относят процессы грейзенизации, серпентинизации, лиственизации и др., что противоречит геохимическому представлению о метасоматозе.

Таким образом, учение о метасоматозе тесно связано с геохимией, изучающей главным образом миграцию химических элементов. Но в отличие от геохимии учение о метасоматозе ограничивается случаями обмена веществ твердой фазы с веществами жидкой и газовой фаз. Вещества газовой и жидкой фаз вытесняют вещества твердой фазы земной коры, т. е. горных пород. Первый случай, когда вытеснение элементов пород происходит под действием элементов газовых растворов, принято называть пневматолитическим метасоматозом, а второй случай, когда вытеснение элементов горных пород происходит под действием элементов водных растворов,— гидатометасоматозом. В соответствии с направлением движения растворов выделяют два рода гидатометасоматоза: эндогидатогенный, или анагенный, происходящий под влиянием ювенильных (магматических) вод, и экзогидатогенный, или катагенный,— под влиянием вадозных (атмосферных) вод.

Первый вид метасоматоза играет большую роль в процессе оруденения, а второй — малую, так как метасоматоз под влиянием ювенильных вод протекает интенсивнее, чем под влиянием вадозных, а кроме того, большинство рудных, в частности сульфидных, месторождений связано с магматическими процессами. Вообще же экзогидатогенный метасоматоз имеет региональное распространение, а эндогидатогенный — локальное.

По роду замещения можно выделить такие виды метасоматоза:

1. Изоморфные замещения, при которых замещающий элемент не ломает кристаллической решетки замещаемого минерала. К этому виду относится процесс рибекитизации роговых обманок¹, где Ca^{+2} , Mg^{+2} замещается Na^{+1} , Fe^{+3} .

2. Морфотропные замещения, при которых замещающий элемент ломает кристаллическую решетку замещаемого минерала (например, при доломитизации кальцита).

¹ Такой вид замещения носит название компенсационного изоморфизма.

3. Замещения с сохранением структурных особенностей замещаемого тела, когда сохраняется структура их (например, кремнеземные растения, животных).

4. Замещение с полным вытеснением замещаемой породы, без сохранения даже текстурных ее особенностей (например, оруденение магнетитом и сульфидными рудами известняков и других карбонатных пород, наблюдающееся при контактных процессах, или образование оловянного камня по телу полевого шпата в пневматолитических месторождениях).

Давно известные в минералогии псевдоморфные превращения минералов относятся к указанным видам метасоматических процессов. Первые два вида метасоматоза, т. е. изоморфные и морфотропные замещения, получили название псевдоморфоза превращения, так как в обоих случаях сохраняется часть элементов замещаемого минерала. Вторые два вида названы псевдоморфозом вытеснения, так как от старого минерала ничего не сохраняется.

Условия образования того или другого вида метасоматоза определяются прежде всего соотношением эквивалентов вытесняемых и вытесняющих элементов и геологическими факторами, влияющими на эки, так как они воздействуют на эффективные радиусы и на поляризационные свойства химических элементов.

Что касается степени метасоматоза, то она определяется не только химическими соотношениями растворов и боковых пород, но и скоростью движения растворов в породах. При быстром движении растворов метасоматическое их воздействие на боковые породы, естественно, слабее, чем при слабом движении, так как растворы в первом случае не успевают реагировать с ними. Скорость же движения растворов определяется напором вод и размерами пор и трещин в породах. С увеличением размеров пор раствор, расширяясь на больший объем породы, естественно, уменьшает свою скорость, а с уменьшением размеров пор (до известных минимальных пределов) скорость раствора увеличивается. Согласно закону Бернулли давление на жидкость при прохождении ее через отверстия с переменным сечением обратно пропорционально квадрату скорости этой жидкости. В наиболее тонких порах, через которые проходят растворы, скорость будет максимальной, а давление минимальное. С падением же давления растворимость уменьшается, и растворенные вещества начинают выдаться.

В процессе миграции по капиллярным порам и трещинам большую роль приобретает энергия поверхности жидкости, так как поверхность жидкости при переходе из малых пор в

большие расширяется, а при обратном переходе — сокращается.

Энергия, которая затрачивается на расширение поверхности жидкости по сравнению с ее объемом, называется энергией поверхности второго рода, а энергия, затрачиваемая на сокращение поверхности, носит название энергии первого рода. Молекулы, присутствующие в растворе, обладают различной поверхностной энергией. Те из них, которые имеют большую поверхностную энергию, обычно погружаются внутрь и мигрируют дальше, а молекулы с меньшей поверхностной энергией выталкиваются во внешнюю оболочку и реагируют с боковыми породами. В процессе движения растворов по капиллярам происходит обмен элементов поверхностной пленки раствора и боковой породы: избыточные элементы поверхностной пленки раствора переходят в боковую породу, а избыточные элементы боковой породы переходят в раствор. Таким образом, растворы в самых тонких сечениях пор будут в одно и то же время и корродировать стенки и отлагать новый материал.

Такая дифференциация химических элементов внутри раствора ведет к их вертикальной зональности.

Заметим, что процесс метасоматоза протекает по-разному для разных элементов раствора, так как разные молекулы в растворах имеют разные размеры, поэтому для одних молекул поры для циркуляции будут вполне благоприятны, а для других — или слишком большими, или слишком малыми. Вычислены оптимальные размеры пор, благоприятные для метасоматических замещений.

Выборочным замещением может быть определена вертикальная зональность и в метасоматических месторождениях, так как и здесь имеют место глубинные фации — гипотермальная, мезотермальная и эпитептермальная.

Метасоматоз требует для своего действия известной концентрации растворов, различной для различных растворов и при разных условиях. Если это условие не выполнено, то происходит простое растворение, а не замещение¹. Вследствие этого процесс метасоматоза хотя и весьма распространен, но не универсален. Замечено, что растворы, образующие рудные месторождения, являются насыщенными, так как для большинства растворенных в них тел растворимость уменьшается с понижением температуры.

¹ Д. С. Коржинский пишет: «При более низкой концентрации вступающих в породу растворов растворение может преобладать над осаждением» (Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», 1953, стр. 339).

Все сказанное здесь об условиях метасоматоза можно резюмировать следующим образом:

1. Метасоматоз легче протекает:

а) в мелкопористых породах, т. е. в породах с капиллярными отверстиями;

б) в породах, подвергшихся тектоническим движениям;

в) в породах, сильно отличающихся по химическому составу от растворов: в известняках он легче протекает при действии на них кислых растворов, а в кварцитах — при действии на них щелочных растворов. Первый случай распространен широко, второй — редко. Примером первого является большинство эпи- и мезотермальных месторождений, а также контактных и пневматолитовых; примером второго являются месторождения Кривого Рога;

г) при повышенных температурах.

2. Метасоматоз проявляется тем больше, чем продолжительнее действие растворов.

3. Метасоматоз протекает лишь в том случае, если вытесняющий элемент сильнее вытесняемого.

Оруденение гидротермально-метасоматического образования может происходить как сплошными массами, если порода однородно сопротивляется действию растворов, так и выборочно, если сопротивление ее неоднородно. Второй тип метасоматоза носит название импрегнационного¹. Сплошное оруденение дают обычно карбонатные породы и кварциты, импрегнацию же дают крупно-зернистые, неоднородные по составу и текстуре породы: изверженные, конгломераты, грубозернистые песчаники и т. п.

Мы рассмотрели явления метасоматоза с геохимических позиций, т. е. допуская миграцию ионов через кристаллические решетки боковых пород, что, по нашему мнению, подтверждается процессами рибекитизации роговых обманок в Кривом Роге, где Mg^{+2} и Mg^{+2} или Ca^{+2} и Mg^{+2} в роговых обманках замещаются Na^{+1} и Fe^{+3} . Такая же точка зрения развивается в сборнике трудов 18-й сессии Международного геологического конгресса (97) — см. статьи Глянжан (Glanjeand), Г. Баклунда (H. Backlund), Е. Вегманна (E. Wegmann) и др.

Однако против подобной миграции ионов категорически высказывается Д. С. Коржинский, который пишет: «В последние годы в зарубежной литературе по вопросам гранитизации получила известное распространение гипотеза, согласно которой при высоких температурах метасоматический мета-

¹ Импрегнация — пропитывание.

морфизм происходит без участия растворов, а посредством диффузии химических элементов непосредственно через твердые горные породы. Несостоятельность этой гипотезы видна уже из неравномерного распределения метасоматических явлений, с явной их приуроченностью к тектонически ослабленным зонам, благоприятным для проникновения растворов, тогда как для диффузии через твердые породы трещины должны являться препятствием. Но некоторые сторонники диффузии в твердом состоянии все же утверждают, что тектонические зоны могут благоприятствовать диффузии через кристаллические решетки, делая их менее прочными¹.

«Данные по относительной подвижности разных компонентов при метаморфизме также говорят против диффузии через кристаллическую среду. Дело в том, что при диффузии через кристаллические решетки наиболее подвижными должны быть атомы и ионы с наименьшими радиусами. Наоборот, в водных растворах наиболее подвижными, т. е. скорее диффундирующими оказываются ионы с наибольшими радиусами при наименьших зарядах, так как такие ионы меньше гидратируются, т. е. увлекают с собой меньшую оболочку ионов растворителя»².

Эти соображения Д. С. Коржинского не опровергают, однако, положений геохимии, которые гласят, что миграция через боковые породы происходит при меньших эффективных радиусах и больших валентностях химических элементов, а при свободной миграции, т. е. через растворы, миграция идет пропорционально эффективным радиусам. Диффузию химических элементов Д. С. Коржинский рассматривает как процесс, действующий через неподвижные поровые растворы; такой вид метасоматоза он называет диффузионным, или околотрещинным, а метасоматоз, обусловленный течением растворов, называет инфильтрационным. Однако свободно движущиеся растворы не могут вызвать метасоматоза, так как для этого требуется длительное воздействие раствора на боковую породу.

В соответствии с тем, что Д. С. Коржинский рассматривает процесс метасоматоза не с геохимической, а с физико-химической точки зрения, подвижность химических элементов он определяет не по эффективным радиусам или энергетическим коэффициентам, а по инертности или подвижности компонентов, причем дает такой ряд подвижности компонентов,

¹ Д. С. Коржинский. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», 1953, стр. 337.

² Там же.

начиная от более подвижных к менее подвижным:

H_2O , CO_2 , S, SO_3 , Cl, K_2O , Na_2O , F, CaO, O_2 , Fe, P_2O_5 , BaO, MgO, SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 .

При этом, говорит Д. С. Коржинский, «последовательность подвижности компонентов при диффузионном метасоматозе, по-видимому, не отличается от последовательности подвижности при инфильтрационном».

Этой фразой он подчеркивает, что свободная и стесненная миграции протекают одинаково, что противоречит данным геохимии.

Разная подвижность химических элементов ведет, по мнению Д. С. Коржинского, к метасоматической зональности. Он пишет: «Метасоматическая зональность с образованием разрастающихся зон, в каждой из которых часть компонентов ведет себя вполне подвижно, а остальные инертно, является характернейшей чертой всякого метасоматического процесса, как инфильтрационного, так и диффузионного. Это явление можно обозначить так же, как «дифференциальную подвижность» компонентов при метасоматозе в том смысле, что в каждой данной метасоматической зоне подвижность компонентов различается не только количественно, но и качественно, с вполне подвижным поведением одних при инертном поведении других («принцип дифференциальной подвижности компонентов при метаморфизме и метасоматозе»)»¹.

В целом метасоматические процессы, по утверждению Д. С. Коржинского, протекают при обязательном участии растворов, жидких и газообразных, которые приносят одни компоненты и уносят из породы другие². Эти растворы просачиваются через мельчайшие поры породы и потому могут быть названы поровыми. Поры расположены главным образом по стыкам зерен. Это видно из того, что метасоматическое замещение обычно начинается со стыков зерен горной породы и отсюда постепенно распространяется на все зерно. Но поры пронизывают и средние части кристаллических зерен, что нередко обнаруживается по мутности зерен метасоматических пород, обусловленной обилием мельчайших включений жидкости. Особенно обычны мутные полевые шпаты с обильными жидкими включениями, которые ошибочно описываются как пелитизированные.

¹ Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», стр. 354.

² В другой работе Д. С. Коржинского (42, стр. 75), однако, сказано: «Растворы, воздействуя на породы, не производят заметного перемещения некоторых компонентов, одновременно изменяя состав пород в отношении других компонентов».

Характерным признаком метасоматоза является то, что в процессе его объем породы, как правило, не изменяется (закон постоянства объема при метасоматозе В. Линдгрена). Однако Д. С. Коржинский отмечает случаи метасоматической контракции или метасоматической усадки, сопровождающие метасоматическую десиликацию пегматитовых тел в доломитах. Под метасоматозом, говорит он, теперь понимают «всякое замещение горной породы с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещения порода все время сохраняет твердое состояние. Процессы, сопровождаемые расплавлением или образованием в породе пустот с последующим их выполнением, к метасоматическим не относятся»¹.

Однако к метасоматическим Д. С. Коржинский относит процессы магматической стадии. Это первая его классификационная группа. В магматическую стадию, говорит он (4, стр. 373), наблюдается подъем изотерм, т. е. повышение температуры пород, происходит магматическое замещение (гранитизация) или растворение магмой боковых пород, особенно в зонах «сквозьмагматических растворов». Вторая классификационная группа охватывает «послемагматические метасоматические процессы ранней щелочной стадии». К третьей группе относятся «послемагматические метасоматические процессы кислотной и последующей поздней щелочной стадии».

В связи с условиями генезиса метасоматических месторождений, характерным для них структурным типом является структура замещения, причем при слабом замещении наблюдаются ветвящиеся внедрения замещающего минерала в замещаемый, а при сильном — полное замещение, даже без сохранения структуры замещаемого минерала (рис. 5 а и б).

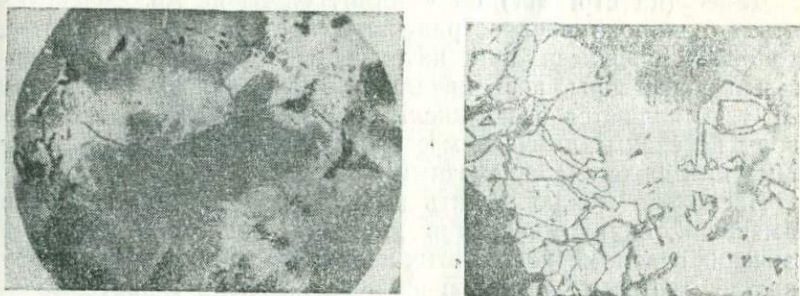
Промышленное значение гидротермально-метасоматических месторождений очень велико; для некоторых металлов (например, меди) этот генетический тип играет ведущую роль. Об этом свидетельствуют, например, казахстанские месторождения Джекказган (медистые песчаники)² и Коунрад (порфиновые руды).

¹ Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», 1955, стр. 332.

² Впрочем, В. С. Домарев (31) относит их к осадочным.

ЩЕЛОЧНОСТЬ И КИСЛОТНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

В литературе о рудных месторождениях значительное внимание уделяется вопросу о кислотности и щелочности рудообразующих растворов. Наиболее раннее объяснение этого вопроса, говорит Д. С. Коржинский¹, принадлежит американскому ученому Боуэну (1937 г.). По мнению Боуэна, магма при кристаллизации обогащается сверхплавкими компонентами: водой, серой, хлором, фтором, бором, и пр. Если давление не слишком велико, эти вещества при кристаллизации магмы вскипают и затем конденсируются в жидкие водные растворы, которые обладают кислой реакцией и несут в себе различные металлы. В результате взаимодействия с породами, через которые проходят растворы, под влиянием образовавшегося у источника кипения пара они отлагают свое содержимое.



а б
Рис. 5. Структура замещения или метасоматоза:
а — начальная стадия б — сильная стадия.

Растворы, таким образом, становятся нейтральными и в конце концов щелочными, что является неизбежной судьбой горячих вод в контакте с минералами пород.

Это представление Боуэна, отмечает Д. С. Коржинский², разделяется, пожалуй, большинством геологов. Оно развивается, например, в интересной статье К. Н. Озерова (60а, 1949 г.).

Против этой теории резко выступил другой американский исследователь — Грейтон (30, 1946 г.). Согласно его воззрениям, гидротермальные растворы на всем пути движения были щелочными и лишь в непосредственной близости к поверх-

¹ См. сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», 1953, стр. 366—367.

² Там же.

ности могли стать кислыми (под влиянием окисляющего действия воды на серу, обильно содержащуюся в какой-то форме в щелочных растворах).

Д. С. Коржинский утверждает: «Каждый послемагматический процесс, по крайней мере связанный с гранитоидами, имеет стадию кислотного состояния растворов, стадию выщелачивания боковых пород. Но эта стадия, вразрез с представлениями Боуэна, не следует непосредственно за кристаллизацией гранитоида»¹.

А. Г. Бетехтин в том же сборнике² пишет: «Как будто не приходится сомневаться в том, что растворы, выделяющиеся из магм в связи с вулканической деятельностью, имеют кислую реакцию. И все же, несмотря на это, было бы неразумно полагать, что те же самые условия образования сильнокислотных растворов существуют и на глубине, в местах проявления интрузивной магматической деятельности».

Далее (на стр. 214) он говорит: «...мы не можем согласиться с широко распространенным представлением о том, что обособляющиеся при интрузивных процессах гидротермальные растворы первоначально имеют низкую величину рН, т. е. являются очень кислыми. Вероятнее всего, эти растворы по своим химическим свойствам могли быть слабокислыми или даже слабощелочными».

Насколько можно судить по данным изучения явления замещений одних минералов другими, т. е. их составов, и изучения закономерностей этих процессов во времени и пространстве, свойства растворов по мере развития гидротермальных процессов не оставались постоянными, находясь в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала окружающей среды».

А. Г. Бетехтин придает большое значение процессам окисления сероводорода в верхних горизонтах жил, с образованием серной кислоты, с чем связан процесс алунизации боковых пород в них. «Подавляющая масса химических реакций,— говорит он,— в месторождениях гидротермального происхождения протекала, по-видимому, в слабощелочных или нейтральных средах»³.

Д. С. Коржинский пишет: «Действительное состояние растворов в ранней стадии (посламагматического процесса.— И. Т.), возможно, было нейтральным, а не щелочным. Эта ранняя стадия может быть названа также высокотемпературной, так как в основном она протекает в высокотемпературных условиях. Однако начало кислотной стадии в разных

¹ Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», 1953, стр. 367.

² Там же, стр. 213.

³ Там же, стр. 215.

условиях, по-видимому, не связано с одной и той же температурой, а падает то на конец высокотемпературного интервала, то на начало среднетемпературного»¹.

Надо заметить, что указанные расхождения во взглядах различных авторов объясняются односторонним решением вопроса: одни кладут в основу состав вулканических вод, другие — продукты химических реакций с боковыми породами. Однако и те и другие мало внимания обращают на парагенезис минералов на разных жильных горизонтах, хотя он определяется кислым или щелочным характером растворов. Например, для выпадения оловянного камня и вольфрамита необходима кислая среда, а для выпадения некоторых сульфидов с карбонатами — щелочная. Этому вопросу в последнее время уделил внимание А. Г. Бетехтин (8).

МИГРАЦИЯ И КОНЦЕНТРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГИПЕРГЕННЫХ УСЛОВИЯХ²

Гипергенными называются процессы, совершающиеся на поверхности Земли (гипер — по-гречески — над, генезис — образование).

Гипергенные (поверхностные) процессы характерны для наружных частей нашей планеты. Они представляют собой совокупность сложных физических и химических взаимоотношений литосферы, гидросферы и атмосферы. Здесь особую роль играют вода, кислород, углекислый газ и биогенные процессы.

Чрезвычайно характерной чертой гипергенных процессов является связь их с солнечной энергией, тогда как магматогенные процессы связаны с энергией Земли.

Среди основных факторов гипергенеза выделяются: 1) температура, 2) давление, 3) концентрация водородных ионов, 4) кислородный потенциал, 5) коллоидное состояние вещества, 6) организмы и продукты их деятельности.

Рассмотрим каждый из этих факторов миграции.

Температура

Амплитуда колебаний температуры для зоны гипергенеза сравнительно невелика — не больше 160° (от -75° до $+85^{\circ}$), а для одного и того же места значительно меньше, однако роль этих колебаний здесь чрезвычайно велика.

¹ Д. С. Коржинский. Очерки метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», 1953, стр. 374.

² Этот раздел в значительной части заимствован из книги А. А. Саукова «Геохимия», 2-е изд., 1951.

Колебания температуры происходят иногда довольно быстро — по несколько раз в течение суток, изменяя скорость тех или иных химических реакций (по принципу Оствальда примерно в два раза при изменении температуры на 10°), а в некоторых случаях даже и их направление. Особенно сильное, скачкообразное изменение скорости реакций происходит при температуре около 0° , соответствующей переходу воды из жидкого состояния в твердое; природные химические реакции при 0° бесконечно замедляются. Зона вечной мерзлоты в этом отношении является зоной химического покоя — здесь даже такая реакция, как разложение органического вещества, легко и быстро протекающая при нормальной температуре, не доходит до конца и в десятки тысяч лет.

Температура не только определяет скорость химических реакций, она вызывает также движение почвенных растворов, круговорот воды и некоторых других легколетучих соединений и элементов (газов, иода, ртути), т. е. обуславливает непосредственно миграцию элементов.

Давление

В зоне гипергенеза пределы колебаний давления можно принять от долей атмосферы (в верхних частях ее) до 1000 атмосфер (в наиболее глубоких частях океана). Роль давления как геохимического фактора, очевидно, меньше, чем роль температуры. Однако в ряде случаев этот фактор необходимо учитывать. Из законов газовых равновесий следует, что уменьшение внешнего давления должно вызывать усиленную миграцию газов и воды из горных пород. Это и установлено для гелия, углекислоты, кислорода и др. Количество же газов в той или иной части гипергенеза является одним из важнейших геохимических факторов, определяющих в ряде случаев направление и скорость химических процессов. Это особенно касается количества кислорода и углекислоты.

Концентрация водородных ионов

Гипергенные процессы совершаются на границе нескольких геосфер, по преимуществу в водных растворах, состав и степень кислотности которых сильно меняются во времени и в пространстве, и рН играет здесь особенно большую роль. Величина рН в природных растворах обычно колеблется от 1 до 11; рН = 7 характеризует нейтральные воды. Отдельные соединения, например, гидраты окислов металлов, выпадают из растворов при строго определенной величине рН. Таким образом, зная кислотность среды, можно предсказать, какие соединения будут из нее выпадать, а какие останутся в рас-

творе. И наоборот, характер выпадающих соединений указывает на рН среды, из которой они выпадают.

Приводим величины рН разбавленных растворов при осаждении из них некоторых гидратов окислов металлов:

$\text{Sn}(\text{OH})_2$ — 2,0	$\text{Pb}(\text{OH})_2$ — 6,0
$\text{Fe}(\text{OH})_3$ — 2,0	$\text{Ni}(\text{OH})_2$ — 6,7
$\text{Th}(\text{OH})_4$ — 3,5	$\text{Co}(\text{OH})_2$ — 6,8
$\text{Al}(\text{OH})_3$ — 4,1	$\text{Hg}(\text{OH})_2$ — 7,3
$\text{Zn}(\text{OH})_2$ — 5,2	$\text{Mn}(\text{OH})_2$ — 8,5 — 8,8
$\text{Cu}(\text{OH})_2$ — 5,4	$\text{Mg}(\text{OH})_2$ — 10,5
$\text{Fe}(\text{OH})_2$ — 5,5	

Следовательно, в морской воде, где $\text{pH} = 7-9$, элементы, гидраты которых выпадают при меньшей величине рН, не могут быть в растворе во сколько-нибудь значительных количествах и выпадут в форме соответствующих гидроокисей уже в береговой зоне. В растворе останутся лишь элементы, гидраты которых выпадают при большей величине рН, т. е. Mg, Ca, K и др. Но Fe и Mn в морской воде выпадают не будут, так как гидроокислы их выпадают еще на суше, где рН ниже 7, или в береговой зоне.

Кислотность же растворов на суше крайне изменчива: она высокая в зоне окисления колчеданных руд благодаря образованию серной кислоты и в болотах, где в процессе гниения растительных остатков образуются гумусовые кислоты. В пресных озерах и реках она падает до нормальной величины, равной 5,5. На кислотность влияет также температура — с повышением ее кислотность увеличивается. Оказывают на нее влияние и породы водоемов: на кислых породах кислотность повышается, на щелочных или известковых — снижается, и раствор делается даже щелочным¹.

Кислородный потенциал

Глубинные геохимические процессы протекают, как правило, при отсутствии или недостатке кислорода. В зоне гипергенеза, наоборот, свободный кислород входит как существенная часть в состав атмосферы и растворенных газов воды и действует как характерный фактор миграции. В литосфере с глубиной содержание свободного кислорода постепенно убы-

¹ Щелочность может быть выражена также щелочным резервом, т. е. количеством HCO_3 на 1 литр раствора. Повышение щелочного раствора в илах является следствием выделения CO_2 в процессе окисления органических веществ ила. Освобождающаяся углекислота дополнительно растворяет CaCO_3 (из состава ила) и тем самым повышает щелочной резерв иловой воды.

вает, или, как говорят, уменьшается кислородный потенциал. Нижняя граница кислорода весьма изменчива, так как она зависит от уровня грунтовых вод, пористости и трещиноватости пород, от тектоники, и колеблется в пределах от нескольких сантиметров до 1 км и больше.

Геохимическая роль свободного кислорода сводится к окислению химических элементов, к изменению их валентностей, например, у Fe и Mn. С окислением эффективный радиус уменьшается, и элемент садится из более кислого раствора. Так, $\text{Fe}(\text{OH})_3$ выпадает из раствора при $\text{pH} = 3$, т. е. из кислых торфяных вод, в то время как $\text{Fe}(\text{OH})_2$ остается в растворе до $\text{pH} = 5,5$ (речная вода). Но если окисление приводит к образованию комплексного аниона, то элемент переходит в легкоподвижную форму. Например, ванадий, окисляясь до пятивалентной формы, дает с кислородом комплексный анион $(\text{VO}_4)^{-3}$, который отличается подвижностью. Поэтому ванадий в процессе выветривания породы отделяется от железа, с которым он изоморфно входит в кристаллическую решетку минералов магнетита и других, будучи в трехвалентном состоянии. В виде легкоподвижного аниона ванадий может переноситься далеко и при благоприятных условиях, оседает, давая хорошо известные по содержанию урана месторождения урано-ванадатов: тюямунит, карнотит и др. Однако окисление может не только благоприятствовать миграции, но и задерживать ее: например, при переводе железа из двухвалентного состояния в трехвалентное.

Противоположное окислительному потенциалу среды действие на миграцию химических элементов оказывает восстановительный потенциал ее. Он обычно определяется наличием органических остатков, действие которых приводит к снижению валентности многовалентных ионов и тем переводит элемент в раствор. Например, трехвалентное железо, попадая в болото, восстанавливается до двухвалентного и в таком состоянии вступает в химическую реакцию с углекислым газом, выделяющимся при гниении растений, давая сферосидериты.

Коллоидное состояние вещества

Коллоидами (от греческих слов колла — клей и эйдес — подобный) называются растворы с размером растворенных частиц от 100 до $1\text{ м}\mu$, т. е. от ста миллионных долей миллиметра до одной миллионной доли его. Частицы меньше $1\text{ м}\mu$ образуют истинные, т. е. молекулярно-ионные растворы; частицы более $100\text{ м}\mu$ входят в состав грубых диспер-

сий. В природных условиях существуют переходы между этими дисперсионными системами.

Коллоидные частицы могут быть в твердом (аморфном и кристаллическом), жидком и газообразном состоянии. Среда, в которой растворяются коллоиды, тоже может быть в твердом (аморфном и кристаллическом), жидком и газообразном состоянии. При этом возможны различные комбинации в агрегатном состоянии растворителя, или так называемой дисперсионной среды, и растворенного вещества, или так называемой дисперсной фазы.

В рудообразовательных процессах в коре выветривания ведущую роль играют коллоидные растворы, состоящие из жидкой дисперсионной среды и жидкой дисперсной фазы. Основная масса коллоидных растворов создается или из молекулярных и ионных растворов путем конденсации молекул и ионов, образующихся в процессе химического разрушения, или путем механического разрушения (дробления).

Отличительной особенностью коллоидов является заряд частиц и большая поверхность их по сравнению с объемом.

Поскольку коллоидные частицы представляют собой агрегаты молекул и ионов, они слабее проникают через разные препятствия, чем частицы ионных растворов. Так, они не проходят через животные ткани (перегородки), но легко проникают через фильтровальную бумагу, имеющую более грубые поры. Коллоидные частицы, благодаря заряду и значительному преобладанию их поверхности над объемом, обладают способностью долго держаться во взвешенном состоянии. Они оседают только в процессе коагуляции¹.

Большая поверхность коллоидных частиц приводит к фиксации в коллоидных осадках (гелях) отдельных элементов. Коллоидные осадки поэтому отличаются обилием примесей. Например, осадочные железные руды Керченского полуострова характеризуются примесями анионов Mn, P, As, U, осадочные месторождения марганца в Никопольском районе — примесями катионов Fe, Co, Ni и др. Такое притягивание коллоидными осадками химических элементов из растворов принято называть адсорбцией. Первоначальный заряд коллоида создается адсорбцией ионов, и в зависимости от состава среды коллоид может быть заряжен положительно и отрицательно, т. е. знак заряда коллоидных частиц может меняться при переходе от одного растворителя к другому, а также при изменении кислой среды на щелочную и обратно.

Благодаря одинаковому зарядам все одноименные частицы отталкиваются друг от друга и потому держатся в раство-

¹ Коагуле (франц.) — свертываться.

ре. Для осаждения же частиц нужно укрупнение их. Укрупнение частиц носит название коагуляции, или флокуляции¹. Коагуляция происходит вследствие таких причин:

1. Действие электролитов. Давно известно, что глинистые частицы в чистой воде осаждаются гораздо медленнее, чем в соленой. Этим объясняется осаждение глинистых частиц в береговой полосе моря. Быстрота осаждения зависит от валентности осаждающего иона; чем выше валентность, тем значительнее осаждающее действие иона. В соответствии с этим двухвалентные ионы действуют сильнее одновалентных, трехвалентные — сильнее двухвалентных и т. д.

Однако это действие не прямо пропорционально валентности. Например, отношение валентности К, Ва и Al — 1 : 2 : 3, тогда как соотношение коагулирующей способности их в среднем равно 1 : 20 : 1000. Исключение составляет ион водорода, который по коагулирующему действию ведет себя как двухвалентный катион. Это объясняется тем, что водородные ионы имеют значительно меньший гидратный объем, чем другие ионы. Ионы водорода вследствие гидратации их в водных растворах имеют состав H_3O^{+1} ; они называются ионами гидроксония. Коагулирующее действие ионов неодинаково даже при одинаковых валентностях. Так, оно возрастает от лития к цезию в порядке возрастания атомного веса элементов. Это связано с тем, что параллельно с увеличением атомного веса ионный радиус элементов одной группы становится больше, а гидратный объем уменьшается.

2. Второй причиной коагуляции коллоида является наличие в растворах других коллоидов с противоположными знаками заряда.

В обоих указанных случаях коагуляция идет, однако, не при всяких количественных соотношениях коагулятора и коагулируемого вещества, а только при вполне определенных, так как знак заряда осаждаемого коллоида при избытке коагулятора может быть изменен на противоположный, и коллоид может остаться в растворе с иным знаком. Заметим, что в криворожских кварцитах, которые принято рассматривать как коллоидные осадки, соотношение между количеством кварца и рудного минерала в рудных и нерудных полосах разное, чего не должно было бы быть при коллоидном осаждении. Кроме того, для образования тончайшей микропосчатости железистых кварцитов необходимо было бы допустить очень частое, ритмически повторяющееся совпадение благоприятных условий для попеременной коагуляции колло-

¹ Ф л о к о н — по-французски — хлопья.

идов $\text{Fe}(\text{OH})_3^+$ и $\text{Si}(\text{OH})_4^-$, что, естественно, мало вероятно. Правда, Е. Александров (91, 1955, № 5) экспериментально доказал образование слоистости, но Н. Н. Марков («Палеогеография», 1951, стр. 117) говорит, что слоистость легко нарушается изменением солености воды.

Различиями зарядов коллоидов объясняются парагенетические группировки железных руд с кремнеземом, а марганцевых руд с глиноземом.

3. Третьей причиной коагуляции коллоидов является изменение концентрации, которое может быть вызвано: высушиванием коллоидных растворов; вымораживанием благодаря замерзанию воды; старением, сопровождающимся высушиванием.

4. Четвертой причиной коагуляции является действие радиоактивных веществ, которые излучают отрицательно заряженные частицы — электроны (β -лучи) и положительно заряженные частицы — гелия (α -лучи). Пробег α -частиц ограничен, а пробег β -частиц большой. Поэтому коагулирующее действие первых слабее, а вторых — сильнее. В связи с указанным, коагулирующее действие радиоактивных лучей носит избирательный (селективный) характер: положительно заряженные коллоиды свертываются, а отрицательно заряженные — нет.

5. Пятая причина коагуляции коллоидов заключается в действии капилляров в породах. Коагулирующая роль капилляров очень велика. Действие капилляров выражается в том, что при контакте раствора с боковой породой вещество с большей диэлектрической постоянной заряжается положительно, а вещество с меньшей диэлектрической постоянной — отрицательно. Высокая диэлектрическая постоянная воды обуславливает появление на смачиваемых капиллярах отрицательных зарядов. Под влиянием такой электризации положительные коллоиды сворачиваются в капиллярах и заполняют их.

Пространственная дифференциация коллоидов зависит от концентрации водородных ионов (сН)¹, которую выражают обычно водородным показателем, обозначаемым рН.

При температуре 22°С нейтральные растворы дают рН = 7, в кислых растворах рН < 7, а в щелочных рН > 7. Кислые растворы дают болота, озера, нейтральные — реки, щелочные растворы — моря. Ниже приводим величины рН в зависимости от фациальных условий² (табл. 15).

¹ $\text{сН} = \frac{1}{10^{\text{п}}}$; здесь п обозначают через рН.

² А. Е. Ферсман. Геохимия, т. II стр. 262.

Геличины водородных показателей, при которых происходит оседание нижеприведенных элементов

pH	Выпадение гидроокисей	R ионов	Области гипергенеза
11	—	—	—
10	Магния Mg^{+2}	0,78	Щелочные почвы
9	—	—	—
8	—	—	Морская вода
7	Железа Fe^{+2}	0,82	Речная
6	Меди Cu^{+1}	0,98	Дождевая вода
5	Алюминия Al^{+3}	0,57	—
4	—	—	Торфяные воды
3	Железа Fe^{+3}	0,65	—
2	—	—	—
1	—	—	Серная кислота в пустынях

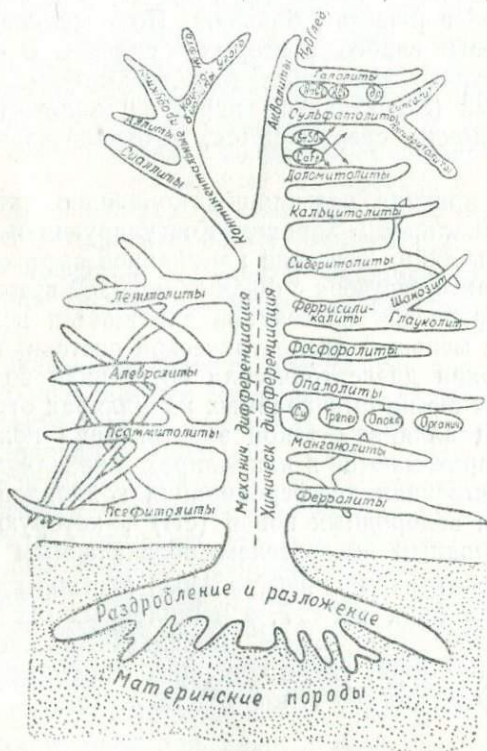


Рис. 6. Зависимость между полезными ископаемыми осадочного образования и осадочными породами по Л. В. Пустовалову.

Величиной рН определяется парагенезис¹ химических элементов не только в поверхностных, но и в гидротермальных водах. Этой величиной характеризуется также облик кристаллов в гидротермальных жилах (см. рис. 91).

Поскольку величиной рН определяются фациальные условия среды, то пространственное распределение осадков зависит от этих условий (см. раздел о геохимии). В связи с тем, что за геологические периоды происходила смена фаций, в поисках того или другого ископаемого следует руководствоваться фациальными характеристиками пород. В песчаных фациях надо искать железные руды, в глинистых — марганцевые, в известковых — магниезиальные соединения. Эта связь между полезными ископаемыми и вмещающими породами хорошо отражена Л. В. Пустоваловым в виде генеалогического дерева (рис. 6).

Организмы и продукты их деятельности

Кроме рассмотренных выше неорганических процессов миграции и концентрации или рассеяния, в зоне гипергенеза большую роль играют биогенные, или биогенетические процессы, т. е. связанные с жизнедеятельностью организмов. Этими вопросами особенно интересовался акад. В. И. Вернадский, который и является основоположником биогеохимии. Продолжателем его работ в этой области является акад. А. П. Виноградов.

Организмы с древнейших геологических времен заселяют всю оболочку земного шара, куда входят гидросфера, тропосфера и часть твердой коры Земли до глубины примерно 3—4 км, где температура не превышает 100° и организмы могут расти и размножаться. Правда, споры грибов выдерживают и более высокую температуру — до 140°, а микробы — даже до 180°, причем в нефтяных водах Кавказа обнаружены анаэробные и аэробные бактерии на глубине 1600 метров.

Верхней границей распространения микроорганизмов является высота атмосферы в 30—50 км, где предполагается существование «озонового экрана», т. е. слоя атмосферы, называемой стратосферой. Здесь молекулы кислорода под влиянием ультрафиолетовых излучений Солнца преобразованы в молекулы озона, а ультрафиолетовые лучи губительны для микроорганизмов.

¹ Пара — по-гречески — рядом, генезис — образование, т. е. образовавшиеся совместно, или генетически связанные. Сюда же относятся и такие минералы, которые образовались раздельно, но генетически связаны, например, продукты окисления рудных минералов или продукты распада минералов.

Общая масса организованной материи по расчетам В. И. Вернадского составляет $n \cdot 10^{14}$ что равно примерно 0,001% от веса всей земной коры ($3 \cdot 10^{19}$ т).

Несмотря на столь ничтожное содержание организованной материи в земной коре, геохимическая ее роль огромна. Ею созданы такие полезные ископаемые, как угли, горючие сланцы, нефти, известняки, мел, фосфориты, некоторые месторождения железных и марганцевых руд.

Организмы при жизни совершают очень большую геохимическую работу, перемещая химические атомы, создавая новые соединения. Сами организмы возникли за счет углекислого газа воздуха в количестве 0,03%. За счет этого газа образовались все органические соединения растений, как крахмал, белки, жиры, сахаристые вещества, смолы, эфирь и т. п.

В настоящее время установлено, что в состав организмов входит около 60 элементов. Одни из них — С, О, Н, N, S, P, К, Fe — являются главными составными частями организмов, другие присутствуют в них в незначительных количествах. Первые раньше назывались биогенными, т. е. жизнеобразующими или абсолютно необходимыми для жизни животных и растений. Однако исследования биохимиков все больше расширяют список биогенных элементов, и теперь уже никто не сомневается в том, что еще целый ряд элементов, присутствующих в организмах в ничтожных количествах, может выполнять вполне определенные физиологические функции. Таковы, например, иод, концентрирующийся у позвоночных животных в щитовидной железе в форме иод-органического комплекса (гормон тироксин); марганец — в окислительных ферментах; цинк — в эпителиальных органах животных, особенно в яде змей; медь — в дыхательном пигменте гемоглобине, который выполняет у моллюсков ту же роль, что гемоглобин у высших животных, и т. д.

Всего известно 20—22 химических элемента, которые играют физиологическую роль в организмах.

Значительно меньшая, но все же достаточно большая концентрация наблюдается в ряде случаев и некоторых других элементов: Be, В, Se, TR, Co, Ni, Mo, Pt, Pd, Ph, Ga, Gl, As, Sc, Ag, Cd, Sn, Sb, Au, Pb, Bi (обычно в золе каменных углей и в гумусе).

Организмы обладают способностью сильно концентрировать химические элементы и тем повышать их кларки. Согласно данным В. И. Вернадского, в морских организмах кларки F, В, К, S увеличиваются по сравнению со средой в десятки раз ($n \cdot 10^1$); Fe, Br, Sr, As, Ag — в сотни раз ($n \cdot 10^2$); Si, P — в тысячи раз ($n \cdot 10^3$); Cu, J — в десятки тысяч раз ($n \cdot 10^4$); Zn, Mn — в сотни тысяч раз ($n \cdot 10^5$).

Интересны кларки концентрации некоторых элементов, создаваемые деятельностью тех или иных организмов (см. табл. 16).

Таблица 16

Кларки концентрации, создаваемые деятельностью организмов
(по В. И. Вернадскому)¹

Элемент	Содержание в морской воде	Содержание в организме в %	Кларк концентрации
Si	$5 \cdot 10^{-5}$	Кремневые губки — до 30 Диатомовые водоросли — до 3	600 000 60 000
I	$1 \cdot 10^{-6}$	Водоросли — до 0,6 Губки — до 2	120 000 400 000
Fe	$5 \cdot 10^{-6}$	Морская трава — 0,1	2 000

В гигантских водорослях концентрируется калий. Некоторые организмы (ряски) концентрируют радий, другие — уран².

В результате жизнедеятельности организмов могут получаться концентрации таких элементов, которые в обычном геохимическом отношении различны и ассоциации которых при неорганических процессах образоваться не могут. Например, в золе каменных углей концентрируются Pb и Zn, характерные для гидротермальных жил, Ni и Pt, характерные для ультраосновных магм и выделяются в протокристаллизацию; Be и TR, характерные для гранитных пегматитов.

По данным В. М. Гольдшмидта, некоторые элементы концентрируются в золе углей до таких пределов, что зола может быть рассматриваема как руда на эти элементы. Сюда относятся Ge, Ga, Co, Ni, V.

Геохимическая роль организмов не ограничивается только концентрацией химических элементов. Она гораздо шире: организмы способны также разлагать стойкие химические соединения. В. И. Вернадский еще в 1911 году, на основании некоторых предварительных экспериментальных данных, сделал вывод, что диатомовые водоросли могут разрушать каолиновое ядро. Опытами А. П. Виноградова и Е. А. Войченко в 1939—1941 гг. было убедительно доказано, что определенные виды диатомей хорошо развиваются на накрите, разлагая его выделяемой слизью, освобождая глинозем и используя для построения своих панцирей кремнезем. Эти факты могут иметь особое значение при объяснении больших скоплений кремнезема в форме диатомитов, а также для под-

¹ В. И. Вернадский, Проблемы биогеохимии, ч. I, 1935.

² Там же.

тверждения выводов А. Д. Архангельского о морском происхождении бокситов.

Организмы могут разрушать не только каолиновое ядро, но и целые горные породы, являясь важным биологическим фактором выветривания.

Роль организмов сводится также к освобождению кислорода и азота из их соединений, что ведет к сохранению атмосферы. Иначе в процессе окисления весь кислород из атмосферы исчез бы, как исчез бы и азот, который одними бактериями переводится в химические соединения, а другими освобождается¹.

Наконец, организмы рассеивают химические элементы, которые в них включены, поскольку сами рассеяны в биосфере, т. е. в области распространения жизни.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ГИПЕРГЕННОЙ МИГРАЦИИ

По новейшим исследованиям Б. П. Кротова «миграционная способность элементов, т. е. способность выноситься из среды выветривания, не вполне соответствует растворимости элементов»². Б. Б. Полюнов, изучавший миграционную способность химических элементов, разделил их по миграционной способности на пять рядов:

1. Энергичновыносимые — Cl, (Br, J), S.
2. Легковывносимые — Ca, Na, K, Mg, P.
3. Подвижные Sn, SiO₂ (силикатов).
4. Инертные или слабоподвижные Fe, Al, Ti.
5. Практически неподвижные SiO₂ (кварца).

Эти ряды резко различаются между собой по степени подвижности: если принять подвижность первой группы за 20, то соответственно получаем для второй группы 1, для третьей — 0,1, для четвертой — 0,01 и для пятой — 0. В каждом ряду элементы располагаются в порядке падения миграционной способности. Интенсивность выноса разных элементов из сферы выветривания неодинакова: Ca выносится быстрее Na; Na — быстрее K; K — быстрее Mg.

А. Е. Ферсман, наоборот, считает, что миграция химических элементов идет в порядке их максимальной растворимости и подчиняется основным законам геохимических процессов. Он

¹ В. И. Вернадский. Проблемы биогеохимии, ч. I, 1935, стр. 37, табл.

² Б. П. Кротов. Дифференциация элементов во времени при выветривании и закономерности распределения осадочных рудных месторождений. «Известия АН СССР». серия геол., 1953, № 2, стр. 57.

представил порядок миграции в такой последовательности, в четыре этапа.

1. Cl , Br (NO_3)⁻¹, (SO_4)⁻², (CO_3)⁻² (легковывносимые),
2. Na^{+1} , K^{+1} , Ca^{+2} , Mg^{+2} ,
3. (SiO_4)⁻⁴,
4. Fe^{+3} , Al^{+3} (трудновывносимые).

Б. П. Кротов, анализируя данные Б. Б. Полынова и А. Е. Ферсмана, пишет: «Причиной различной миграционной способности элементов являются физико-химические условия среды при выветривании. Так, во время выноса щелочей и щелочных земель растворы приобретают щелочной характер, что препятствует выносу Mn , Fe , Al в кислородной зоне и приводит к накоплению их в коре Земли. Эти элементы появляются в растворе кислых грунтовых вод»¹.

Отсюда он делает вывод, что для полного перехода в раствор всех элементов, содержащихся в породах, выветривание должно происходить в два этапа: в первом этапе — в условиях щелочной среды, во втором — в условиях кислой среды. В условиях щелочной среды выносятся Cl , S , K , Na , Ca , Mg , Si , причем на поверхности накапливается железная корка. В условиях кислой среды из железной корки постепенно выносятся сконцентрированные там Mn , Fe , Al , Ti .

«Такие условия хода выветривания могут быть объяснены, — говорит Б. П. Кротов, — только наличием в начале выветривания полусухого теплого климата с сезонными влажными периодами, который позднее сменяется влажным. При влажном климате развивающаяся пышная растительность обуславливает возникновение под лесами растительной подстилки, гниение которой и вызывает появление органических кислот (гуминовых и фульвокислот). Кислоты создают в почве кислую среду, в которой и идет т. н. выбеливание почвы, т. е. вынос рудных элементов (Mn , Fe , Al , Ti) из железной корки и образование зоны подзола»².

А. А. Смуров, изучавший химию подземных вод Верхнеуфалейского серпентинитового массива, делит их на две группы: «коренные» и «основные». Он отмечает, что воды, содержащие никель, являются кислыми ($\text{pH} = 6,2-7,0$), а воды, не содержащие никеля, относятся к щелочным ($\text{pH} = 7,0-8,4$). Щелочные воды ($\text{pH} = 7,0-8,4$) содержат Mg и Ca и не содержат щелочных металлов (Ca и Ni)*; железо либо отсут-

¹ Б. П. Кротов, Указ. работа, стр. 58.

² Там же.

* Mg в них значительно преобладает над Ca .

ствуется, либо содержится в ничтожном количестве, кремнезем достигает около 35 мг/л. Эти воды вытекают из глубины серпентинитов и в них содержится незначительное количество органического вещества.

Кислые воды выходят в болотистых местах, среди лугов и т. д. Присутствие в них органического вещества сопряжено с появлением Fe и Ni и повышенным содержанием Ca и SiO₂. Приток кислых вод из заболоченных участков вызывает не только разбавление, но и примешивание определенных веществ к коренным водам.

Таким образом, наличие на Среднем Урале двух типов грунтовых вод объясняется тем, что «коренные» воды сохранились почти без изменения от более раннего этапа выветривания Урала. Состав и физико-химические особенности вод свидетельствуют о том, что в более древнее время выветривание на Урале происходило в условиях теплого полусухого климата, который позднее сменился умеренно-теплым и влажным.

«Перечисленные выше работы Б. Б. Полынова, А. Е. Ферсмана и др., устанавливающие наличие в природе при выветривании пород процесса последовательного перехода в раствор различных элементов, — говорит Б. П. Кротов, — позволяют сделать широкий геологический вывод о протекающем при выветривании процессе дифференциации различных элементов во времени и об обусловленном этим фактором существовании в разные этапы выветривания поверхностных и грунтовых вод различного состава. Эти воды содержат в растворе строго определенные элементы, состав которых с течением хода выветривания, т. е. во времени, постепенно и вполне закономерно меняется в порядке, представленном в указанных работах»¹.

В начальной стадии выветривания выносятся легкорастворимые элементы, а труднорастворимые образуют остаточную кору выветривания.

Как общее правило, легкорастворимые элементы появляются в геосинклинальных областях, когда вновь формирующиеся горные хребты выходят из-под уровня моря и начинают подвергаться выветриванию. Выносимые элементы должны образовывать тогда зоны по ту и другую сторону хребтов. Вторая группа продуктов выветривания, остающаяся на месте в виде остаточной коры, может выноситься с этих хребтов в случае изменения климата. Особенно типичное образование остаточной коры наблюдается на платформах, откуда накопившиеся в коре элементы выщелачиваются при изменении климата, что сопровождается и обуславливается морскими трансгрессиями.

¹ Б. П. Кротов, Указ. работа, стр. 59.

Выщелоченные из коры вещества выпадают, главным образом, в прибрежной зоне морей. Отложение здесь осадков происходит в последовательности перехода в раствор различных веществ и, естественно, они должны отличаться друг от друга по геологическому возрасту и расположению.

В случае постепенной регрессии моря более поздние отложения должны располагаться далее от берега — в сторону моря, а при продолжающейся трансгрессии, наоборот, — в сторону затопляемой суши. Однако последовательность образования осадков разных стадий выветривания сохраняется, они должны создать зоны, расположенные в следующем порядке: 1) галоидные соли, 2) сульфаты, 3) известняки, 4) доломиты, 5) фосфориты, 6) марганцовые месторождения, 7) кремнистые породы, 8) железорудные месторождения, 9) бокситы.

Но возникновение в таком порядке полной серии осадков химических элементов, которые выносятся из выветривающихся пород, может произойти далеко не всегда. Для этого нужен прежде всего определенный состав горных пород, в которых должны быть в достаточном количестве все перечисленные элементы. Кроме того, необходимо изменение климата — вместо теплого с чередующимися влажными и сухими периодами должен быть тропический или теплый гумидный климат, при котором накопившиеся в коре элементы выщелачиваются и занимают свое место в ряду последовательных осадков. Чаще, однако, смена климата запаздывает, и обе эти группы разделяются во времени и пространстве. Первая группа легкорастворимых элементов выносится в начальных стадиях выветривания, тогда как вторая остается в виде остаточной коры выветривания.

Резюмируя все сказанное, следует отметить, что на миграцию и концентрацию химических элементов в процессе выветривания пород влияет степень их растворимости. Легкорастворимые элементы отделяются от труднорастворимых и образуют самостоятельные области распространения.

Труднорастворимые элементы образуют сначала остаточную кору выветривания, которая с изменением климата начинает в свою очередь растворяться с постепенным отделением сперва железных руд, затем марганцовых и, наконец, алюминиевых с образованием бокситов. Месторождения этих руд располагаются зонами вдоль берегов.

В результате миграции и сопровождающих ее процессов дифференциации и концентрации в различных геологических условиях создаются свои парагенетические группировки химических элементов, которые А. Е. Ферсман назвал геохимическими системами. К рассмотрению их мы и перейдем.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Геохимическими системами А. Е. Ферсман называет области или участки земной коры с одинаковыми парагенетическими группировками химических элементов, определяемыми одинаковыми термодинамическими и физико-химическими условиями. При наложении нескольких разнородных геохимических систем создаются геохимические узлы, а так как в узлах имеется усиление минерализации, то такие узловы точки называются центрами минерального сырья.

Так как оруденение связано с миграцией элементов из эруптивов, а миграционная способность элемента определяется величиной его эффективного радиуса и эка, то естественно, что при остывании эруптива следует ожидать дифференциации элементов. При этом химические элементы с малым эффективным радиусом концентрируются в самом эруптиве, а с большим эффективным радиусом или с большим эком перемещаются дальше от эруптива. В силу этого геологические щиты, как наиболее древние участки земной коры и потому наиболее денудированные, должны обладать одной ассоциацией химических элементов. Горные кряжи, как менее денудированные, обладают другими ассоциациями, причем альпийский орогенез отличается от более старого герцинского орогенеза. В соответствии с этим А. Е. Ферсман выделяет такие геохимические ассоциации:

- геохимические щиты (они же геологические щиты);
- „ пояса (или горные кряжи);
- „ поля (водные и материковые осадки);
- концентры (ореолы оруденения вокруг интрузивов);
- „ зоны (соответствующие широтным климатическим зонам);
- „ узлы (места наложения или пересечения двух или больше систем).

Кроме указанных геохимических систем, связанных с магматическими процессами в широком смысле этого слова, т. е. начиная от собственно магматических или ортомагматических до гидротермальных низкотемпературных фаз, можно выделить также геохимические системы, обусловленные климатическими факторами. Такие системы А. Е. Ферсман называет геохимическими зонами. Они связаны с почвенным покровом и биосферой.

Наконец, А. Е. Ферсман выделяет геохимические системы, связанные с водными и материковыми накоплениями, называя их геохимическими полями.

В результате своих исследований А. Е. Ферсман выделяет такие геохимические системы и эпохи их образования для СССР:

1. Архейские щиты и архейские и эозойские (сибириды) пояса. Для них характерны следующие элементы и соединения: SiO_2 , Fe, Na, Ta, U, TR (редкие земли), F, P, Ti, Au.

2. Герцинские пояса (уралиды, тяньшаниды и эомезозойские) с такими элементами: Pb, Cr, Ni, Fe, Cu, S, F, Be, Li, Sn.

3. Мезозойские озерные и мелководные отложения (так называемые геохимические поля) с элементами S, CaSO_4 , Sr, Ba.

4. Альпийские пояса (кавказиды; в Сибири — излияния траппов) с элементами Sb, Hg, Ba, As, S (слабее Zn, Cu, Pb).

5. Современные пустынно-озерные процессы (геохимические поля) с такими элементами и соединениями, как Na, K, SO_3 , Vg и J.

Л. В. Пустовалов расчленяет геохимические поля на фации. Современной геохимической фацией он считает «часть земной поверхности, которая на всем своем протяжении обладает одинаковыми физико-химическими и геохимическими условиями накопления и формирования осадочных горных пород»¹.

Под ископаемыми геохимическими фациями Л. В. Пустовалов понимает «пласт или свиту пластов, которые на всем своем протяжении обладают одинаковой изначальной геохимической характеристикой, возникшей в результате условий образования осадочной породы и проявляющейся прежде всего в повсеместном нахождении одного и того же комплекса сингенетичных выделений, которые образуют между собой закономерные ассоциации, обусловленные физико-химическими условиями формирования пород»².

Фации на морских осадках характеризуются степенью окисления минералов, входящих в состав этих осадков, как результат различного содержания кислорода на той или иной глубине водоема, в которой шло осаждение. Поэтому более глубокие горизонты моря должны характеризоваться бескислородными минералами, в частности, сернистыми соединениями (сульфидами железа и отчасти меди). Эту фацию Л. В. Пустовалов называет сероводородной. Выше нее залегает сидеритовая фация, т. е. фация осадков с недостатком кислорода. Над сидеритовой фацией находится шамозитовая, отличающаяся присутствием минералов с содержанием закисных и окисных

¹ Л. В. Пустовалов. Петрография осадочных пород, ч. I, стр. 462

² Там же.

соединений железа, каковым является минерал шамозит из группы хлорита. Затем следует глауконитовая фация, характеризующаяся таким содержанием кислорода, которое достаточно, чтобы окислить все железо (глауконит относится к силикатам железа из группы гидрослюд). С глауконитовой фацией тесно связана фосфоритовая фация, которые либо перекрываются одна другой, либо чаще сменяются по простиранию. Над глауконитовой и фосфоритовой фациями залегают окислительная и ультраокислительная фации. Первая представлена железными рудами типа минетт, а вторая — марганцовыми рудами типа пирролюзита.

Кроме семи указанных фаций, выделяются еще две морские фации, но основанные не на степени окисления, а на степени солености водоема; в водоемах с повышенной соленостью развивается доломитовая фация, характеризующаяся доломитами, а в водоемах с сильно соленой водой — фация морских солей.

На материке Л. В. Пустовалов выделяет шесть других фаций, определяемых величиной рН растворов и потенциалом окисления:

Латеритная фация, характерная для областей с избытком кислорода, влаги, углекислоты и с повышенной температурой. Современная латеритная фация свойственна тропическим влажным областям.

Фация ортштейнов или отбеливающего выветривания, характерная для тех же областей, что и латеритная фация, но при избытке кислот — гумусовых или минеральных (серной кислоты и др.).

Фация пустынь, свойственная жарким сухим областям.

Фация континентальных растворимых солей, по условиям образования близкая к предыдущей фации.

Фация железных руд, распространенная в областях с умеренной и пониженной температурой и во влажных (фация озерных руд).

Фация углей, характерная для очень влажных областей с пышной растительностью.

Так как в течение геологической истории различных участков земной коры приведенные фации сменяются постепенно, в связи с трансгрессиями и регрессиями моря, то направление смены их должно служить указателем при поисках того или иного полезного ископаемого осадочного образования.

Говоря о геохимических системах и провинциях, заметим, что они вполне перекрываются металлогеническими системами и провинциями, а во времени геохимические эпохи совпадают с металлогеническими. Что касается петрографических провинций, то они и пространственно и по времени образования

совпадают с геохимическими и металлогеническими провинциями.

«Связь геохимических образований с определенными стратиграфическими горизонтами или эпохами, — говорит А. Е. Ферсман, — уже давно намечена и притом в нескольких направлениях. Одни ученые выдвинули идею металлогенических эпох в отношении оруденений, связанных с магматическими процессами (рис. 81), другие — в отношении оруденений, связанных с гипергенными процессами» (рис. 6) ¹.

А. Д. Архангельский, Я. В. Самойлов и Л. В. Пустовалов установили определенные эпохи, например, для стронция, бария, алюминия, связали их с циклами эрозии, а последние подчинили тектоническим и магматическим движениям.

К этим же циклам относятся периодические минералы, возникающие в связи с годовым или суточным ходом метеорологического режима, периодические осадки мирабилита в заливе Кара-Богаз-Гол и осадки ангидрида и солей в соляных залежах. В литературе приведены интересные наблюдения над выделениями солей из сложных рассолов в зависимости от времени суток: днем, после полудня и ночью. Днем осаждается гексагидрит $MgSO_4 \cdot 6H_2O$, а ночью — эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$; или, например, днем осаждаются бишофит $MgCl_2 \cdot 6 \cdot H_2O$, после полудня — карналлит $KCl, MgCl_2 \cdot 6H_2O$, а ночью — карналлит и шенит $K_2SO_4, MgSO_4 \cdot 6H_2O$.

Очень интересна приуроченность некоторых элементов к определенным геологическим периодам. Например, калиевая и натриевая селитры не встречаются в осадках древнее верхнего мела; соды и мирабилита нет в осадках древнее нижнетретичных отложений; соль не обнаруживается в осадках древнее верхнего кембрия; соединения же иода известны только в современных или верхнетретичных отложениях. Соли бора в концентрированных количествах не встречаются в осадках древнее олигоцене, а в рассеянных количествах — в отложениях древнее цехштейна. Скопления углерода в виде метаморфизованных углей и битумов известны лишь с верхнего архея, причем акад. П. И. Степанов намечает ряд совершенно определенных эпох угленакопления только начиная с девона. Крупные месторождения мусковита встречаются лишь в докембрийских или эопалеозойских докембрийских сланцах. Содержание магния в известняках увеличивается с их возрастом. Вместе с тем, целый ряд минеральных видов оказывается связанным лишь с временной гипергенной обстановкой и исчезает, когда те или иные терригенные или морские осадки покрываются новообра-

¹ А. Е. Ферсман. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых, 1939, стр. 103.

зованиями и входят в нормальные свиты осадочных пород. Таковы, например, многочисленные минералы железных шляп, особенно оксигалоидные соединения меди и свинца, сульфаты железа и т. д.

Все эти образования исчезают, превращаются в новые минеральные виды и, таким образом, не сохраняются во времени. А. Е. Ферсман называет их хроноксенами, т. е. чуждыми, или враждебными времени. К хроноксенам относятся также торфы, которые под покровом пород превращаются в бурые угли, если не последовало горообразовательных процессов, а если прошли горообразовательные процессы, — то в каменные угли, вплоть до антрацитов.

Основным фактором, определяющим существование хронофильных минералов, т. е. минералов, сохраняющихся продолжительное время, или не чуждых времени, по А. Е. Ферсману, является определенный геохимический процесс дифференциации химических элементов с постепенным накоплением наиболее устойчивых, наименее подвижных систем, с выносом более растворимых и т. д.

Относительной геохимической подвижностью отличаются в первую очередь ионы низких валентностей (преимущественно 1 и 2), низких эквов и больших радиусов, во вторую — ионы очень высоких валентностей (выше 4), высоких эквов и малых радиусов. Только средние величины, особенно с четными валентностями 2 и 4, определяют собой поле наиболее устойчивых, наименее подвижных кристаллических систем (типы накопления в россыпях и шлихах).

Для СССР А. Е. Ферсман выделил 26 геохимических провинций, или районов, и среди них 8 геохимических узлов, или «центров минерального сырья», приведенных ниже.

Геохимические провинции

1. Фенноскандинавский щит.
2. Неоархейский и эопалеозойский пояс Кольского полуострова.
3. Девонское плато северо-запада.
4. Московский каменноугольный бассейн.
5. Среднее Поволжье (Пермские моря и суша).
6. Прикамье и западное Приуралье.
7. Третичное и меловое поле Украины.
8. Южный кристаллический щит (Воронежский и Подольский) с его палеозойскими свитами.
9. Южная геосинклиналь и герцинские складки.
10. Крым и Кавказ.
11. Закавказье.
12. Озерная зона европейской части СССР.

13. Кавказиды Средней Азии и Памиро-Алтай.
14. Урал (Новая Земля и Вайгач) и Тимань.
15. Уралиды центральные и их части под Западно-Сибирской низменностью.
16. Уралиды восточные (Тянь-Шань и его система).
17. Прииртышско-Алтайский край.
18. Пустынно-озерная зона Средней Азии.
19. Кузнецко-Минусинский край (Кузнецкий Алатау, Салаир, Западные Саяны).
20. Сибириды (пояс Таймыр, Енисей — Байкал — Мама — Алдан).
21. Прибайкалье, Хамардабан, Восточные Саяны.
22. Монголо-Охотский пояс.
23. Сибирский щит и его мезозойский покров.
24. Камчатско-Сахалинская дуга.
25. Приморская область.
26. Колымо-Индигирский и Чукотский край и др.¹

Геохимические узлы

1. Кольский центр — новый.
2. Донецко-Криворожский.
3. Кизилкумо-Ферганский — новый.
4. Урало-Иртышский (Атбасаро-Карагандинский) — частично новый (западный конец Урало-Кузнецкого комплекса).
5. Минусинско-Кузнецкий — частично новый (восточный конец Урало-Кузнецкого комплекса).
6. Южно-Забайкальский (с Прибайкальем) — частично новый (новый Ангарский центр).
7. Уральский.
8. Закавказский.

Кроме указанных выше восьми геохимических узлов, выделенных А. Е. Ферсманом по Советскому Союзу, им установлены десять минерально-сырьевых узлов мира². Однако здесь под узлами понимаются территории, имеющие общее геологическое, географо-экономическое и в некоторой степени стратегическое значение, а не геохимическое.

Узлы мира А. Е. Ферсман выделяет следующие:

- I Северо-Американский.
- II Центрально-Американский.
- III Южно-Американский.

¹ С. С. Смирнов выделил еще Тихоокеанский рудный пояс (см. о Тихоокеанском рудном поясе в «Изв. АН СССР», 1946, № 2), состоящий из двух зон — внутренней, расположенной непосредственно близ океана, и внешней, окаймляющей первую со стороны континентов.

² А. Е. Ферсман и Б. И. Коган. Минеральное сырье зарубежных стран, 1947, стр. 8.

IV. Тихоокеанский (западная часть Тихого океана).

V. Южно-Африканский.

VI. Центрально-Африканский.

VII. Западно-Средиземноморский.

VIII и IX. Восточно-Средиземноморский (Балкано-Карпатские страны и страны Ближнего и Среднего Востока).

X. Скандинавский.

В число узлов не вошли следующие страны Европы: Великобритания, Ирландия, Голландия, Бельгия, Люксембург, Швейцария, Лихтенштейн, Австрия, Польша, Германия.

В. А. Обручев выделил в Сибири шесть металлогенических областей: архейскую, эозойскую, каледонскую, герцинскую, тяньшанскую и приморскую¹.

1. Архейская область охватывает значительную часть Байкальской половины древнего темени, кроме ее западной и южной окраин, и, вероятно, отдельные участки в Саянской половине, до сих пор, впрочем, едва намеченные. Здесь господствующую роль играет золото, тогда как железо, молибден, медь, серебро, свинец, из неметаллических — слюда, япис, лазурь и другие цветные, а также драгоценные камни и радиоактивные минералы встречаются кое-где.

2. Эозойская область включает в себя западную и южную окраины Байкальской половины древнего темени, отдельные площади, вкрапленные в последнюю, большую часть Саянской половины вместе с Кузнецким Алатау, Енисейский горст, Таймырский и Чукотский полуострова (последний, может быть, только частью).

Эозойская область значительно богаче архейской, но также содержит главным образом месторождения золота², преимущественно гипотермального, иногда эманационного типа, что объясняется менее глубокой денудацией эозойских складок. Кроме золота, в области находятся немногочисленные месторождения меди, одно вольфрамовое, одно железное, и из неметаллических — месторождения графита, нефрита и асбеста.

3. Каледонская область обнимает западную окраину Байкальской, северную Саянской части древнего темени, восточный Алтай с прилежащей к северу местностью до Кузнецкой котловины, включая Салаир, затем хребет Улутай и Кокчетавские горы в Киргизской степи; «наконец, хребет Джаир и Джунгарии, но последние три местности — под неко-

¹ См. В. А. Обручев. Металлогенетические эпохи и области Сибири. Труды Ин-та прикл. минер. и метал., 1926, стр. 12.

² В общем, приблизительно $\frac{3}{4}$ россыпного и рудного золота, добываемого в Сибири, происходит из эозойских месторождений.

торым сомнением ввиду неустановленности возраста дислоцированных осадков.

Эта область бедна рудными месторождениями, что следует поставить в закономерную связь со слабостью дислокаций, которым подверглись кемберийские и силурийские осадки, и отсутствием интрузий. Среди рудных ископаемых и в этой области на первом месте стоит золото. Кроме золота, здесь известны железо в виде конгломератов с галькой красного железняка; медь в виде вкрапленных окисленных медных руд среди песчаников мергелей и глин; серебро, свинец — цинк в Салаирском хребте; вольфрам в Кочетавском золотоносном районе в составе минерала шеелита. Из неметаллических полезных ископаемых каледонская область богата месторождениями соли в виде соленосных глин, дающих рассолы, а местами в виде каменной соли (по р. Лене, Вилюю).

«В общем в каледонской области, занимающей огромную площадь,— пишет В. А. Обручев,—мы находим в тех районах, где дислокация была сильна, в зависимости от ее древности и глубины денудации, преобладание гипотермальных рудных месторождений, а в остальной площади, слабо нарушенной,—только месторождения поверхностного генезиса».

4. Герцинская область, в противоположность вышеописанным, менее богата месторождениями золота и более богата месторождениями железа, меди, серебра, свинца, цинка, а также олова и вольфрама, что закономерно связано как с более распространенными и сильными дислокациями (сравнительно с каледонской областью), так и с более поздним временем их, т. е. менее глубокой денудацией, благодаря чему сохранились еще месторождения средней глубины. Эта область весьма обширна. В нее входят Алтайский, Калбинский, Нерчинский, Джиддинский, Забайкальский, Мало-Хинганский и другие промышленные районы.

5. Тяньшанская область охватывает южную часть Киргизской степи и обширный Тунгусский угленосный бассейн. В киргизской части области находятся свинцовые, полиметаллические, медные месторождения, в Тунгусском бассейне — месторождения колчеданные магматическо-сегрегационного генезиса, связанные с сибирским траппом. Здесь известны такие полезные ископаемые, как халькопирит, пирротин, пептландит, никелевые руды, руды платины, палладия, золота, железные руды, залегающие жилами в траппе в районе Николаевского завода.

Из неметаллических ископаемых в тяньшанской рудоносной области имеются ископаемый уголь, графит, исландский шпат.

6. Приморская область включает в себя значительные районы складчатых дислокаций мезо- и кайнозойских эр и связанных с ними интрузий и эффузий северо-востока и востока Сибири. К этой области относятся немногие месторождения золота, небольшие месторождения медных руд, полиметаллические месторождения (серебряно-свинцово-цинковые) с примесью халькопирита, висмута, аурипигмента, железные руды на южном склоне хребта Сихотэ-Алинь, сурьмяные месторождения на левом берегу Амура.

Из неметаллических ископаемых приморская мезо-неозойская область богата месторождениями угля, соли, различных глин, опок и песка, кое-где нефти.

С. С. Смирнов¹ выделил Тихоокеанский рудоносный пояс, который он разбивает на две зоны: внутреннюю, где широко развиты концентрации меди и исключительно скудные концентрации олова, и бедную медью огромную оловянную (вернее, оловянно-вольфрамовую) внешнюю зону, охватывающую всю восточную окраину Азии.

¹ Известия АН СССР*, 1946, № 2.

РАЗДЕЛ II

ОСНОВЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

ВВЕДЕНИЕ

Если геохимия дает нам представление об ассоциации, или парагенезисе химических элементов и о качественной характеристике полезных ископаемых, то структурная геология знакомит с формой и размерами рудных тел, так как изучает пути миграции рудных расплаво, газов или расплаво. Пути же миграции являются трещины и пустоты в породах.

М. А. Усов в учебнике «Структурная геология» (1940 г.) так определяет ее назначение: «Структурная геология изучает структуру, или строение литосферы, выражающееся в условиях залегания и взаимных отношениях горных пород и их формаций или групп пород, которые объединяются общностью происхождения при отсутствии заметного перерыва в их образовании».

В. В. Белоусов («Основные вопросы геотектоники», 1954 г., стр. 11) структурную геологию понимает как часть геотектоники, которая изучает формы залегания горных пород и их классификацию.

Заметим, что руды генетически связаны с породами, поэтому их надо рассматривать совместно.

ФОРМЫ РУДНЫХ ТЕЛ В СВЯЗИ С УСЛОВИЯМИ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Формы залегания рудных тел, как и вмещающих пород, в значительной степени определяются условиями их образования. Здесь мы рассмотрим условия образования руд в пределах, необходимых для увязки с формами их залегания (подробнее о рудообразовательных процессах см. ниже, в специальной части работы, стр. 202).

Рудные тела собственно магматического образования, или эвмагматического (их также называют ортомагматическими) имеют разную форму в зависимости от того, отделяется ли руда от породы до начала или с началом кристаллизации магмы. Отделение руды от породы еще в магматическую стадию

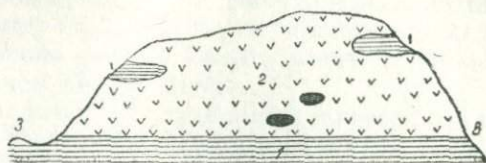


Рис. 7. Рудные линзы в сибирском траппе в результате ликвации.

1—сланцы тунгусской свиты (пермь); 2—трапп оливиновый диабаз; 3—чужие — два шлора магнитного колчедана с Cu , Ni , Pt , Pd и As .

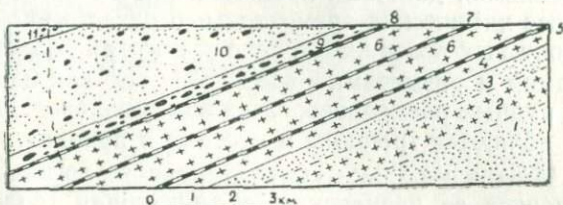


Рис. 8. Пластообразные рудные тела в норите в результате ликвации

1—пятистый норит; 2—пироксеновый норит; 3—пятистый анортозитовый норит; 4—грубозернистый риф Мернкого с платиной; 5—нижний хромит с Pt ; 6—риф Меренского (Pt); 7—средний хромит с Pt ; 8—верхний хромит; 9—норит всяячего бока; 10—пятистый анортозит; 11—анортозит.

называется ликвацией. В этом случае рудные тела имеют форму линз, например, руды никеля, меди, платины в Сибирском траппе по нижнему течению Енисея (рис. 7) или форму пластов — руды никеля, хрома, платины в Бушвельдском массиве (рис. 8).

Если же выделение руды из расплава породы шло одновременно с кристаллизацией магмы, то форма рудных тел зависит от того, что выкристаллизовывалось раньше — рудный минерал или порода. Если раньше выкристаллизовывался рудный минерал, то форма рудных тел имеет вид неправильных, так называемых штокообразных тел, а также линз и даже жилообразных тел или пятен — шлиров (рис. 9). Такой тип А. Н. Заварицкий называет аккумулятивным. Сюда отно-

сятся небольшие месторождения магнетита в Финляндии (Вилимэки) и в Швеции (Таберг).

Если же руда выкристаллизовывается после породы, то залегание ее обычно жильное, но ограниченное контурами материнской породы. Первый тип рудных тел А. Н. Заварицкий называет аккумулятивным, а второй — фузивным¹ (рис. 10).

Фузивный тип А. Н. Заварицкого В. А. Обручев называет инъекционным, а А. Г. Бетехтин — гистеромагматическим². Этот генетический тип широко распространен в заполярной Швеции, на Урале и в других районах. На Урале к нему относятся титаномагнетитовые руды Кусинского месторождения, хромистые железняки Сарановского, Кимперс-Яского и других месторождений. Классическим примером считают обычно апатито-магнетитовые руды заполярной Швеции (месторождения Кирунавара, Люсовра), где они залегают в виде мощных (34—152 м) жил среди сиенит-порфира (рис. 10). Этот тип рудных тел В. А. Обручев относит к инъекционным образованиям.

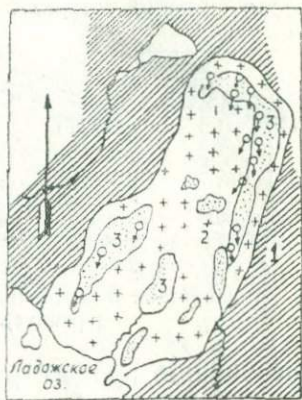


Рис. 9. Штокообразные и линзообразные рудные тела в результате аккумуляции рудного минерала при кристаллизации.

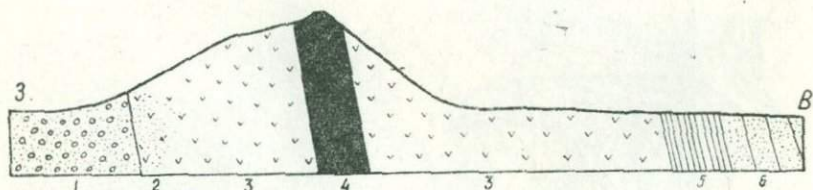


Рис. 10. Жилообразное рудное тело в результате гистеромагматической кристаллизации рудного тела по А. Г. Бетехтину или магматической инъекции (по В. А. Обручеву).

1 — конгломерат Курравара; 2 — авгитовый сиенит; 3 — сиенит — порфир; 4 — магнетитовый железняк; 5 — свита Хауки; 6 — кварцит.

К магматическим образованиям В. А. Обручев относит также пегматиты, отличающиеся от собственно магматических оби-

¹ От латинских слов: кумулюс — куча и фузус — удлиненный

² От греческого слова гистерон — запоздалый, т. е. руда оформилась позднее материнской породы.

лением газов и, вследствие этого, весьма капризной формой в материнской породе (рис. 11 а) и жильной в боковых породах (рис. 11 б).

Однако образование собственно магматических рудных тел тесно связано только с основными и ультраосновными массивами, которые имеют форму лополитов, иногда штоков, а пегматиты связаны преимущественно с гранитами и нефелиновыми сиенитами.

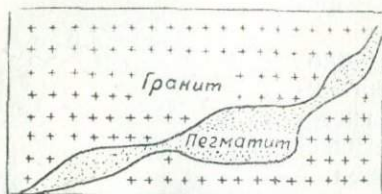


Рис. 11а. Залегание пегматита капризное в материнской породе (граните).

Но рудные тела образуются как в магматический, так и в постмагматический период, когда рудообразующие элементы выносятся газами и водами.

Первый процесс рудообразования носит название пневматолитического¹, а второй — гидротермального². В обоих случаях форма рудных тел определяется преимущественно формой и ориентировкой трещин.

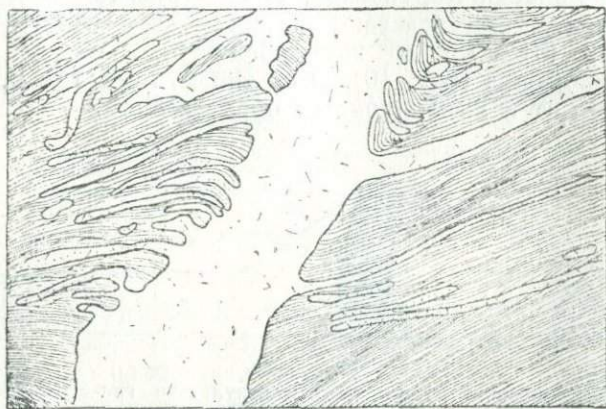


Рис. 11б. Залегание пегматита жильное в боковых породах (сланцах).

Трещины, заполненные рудой, принято называть жилами — простыми, если они не разветвляются, и сложными, если раз-

¹ Пневма — по-гречески — дыхание, т. е. от газового дыхания магмы, лизин — растворять.

² Гидор — вода, терме — теплая.

ветвляются (рис. 12). Сеть жил в пределах штока изверженной породы называется штокверком (рис. 13), но этот термин в настоящее время распространяют и на сеть жил в других породах, которая в общей форме напоминает шток. Сложные жилы делятся на односторонне-сложные, или жилы Котта (рис. 14), также конский хвост (рис. 15), и двухсторонне-сложные, или жилы Круша (рис. 16). Жильные тела делят на секреторные¹, образовавшиеся заполнением, и метасоматические², образовавшиеся замещением (рис. 17).

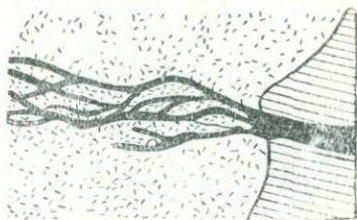


Рис. 12. Сбросовая трещина — простая в гнейсе (показана штриховкой) и сложная в кварц-порфире (показана черточками).

Кроме жильных форм, выделяют рудные столбы — секреторные (рис. 18) и метасоматические (рис. 19, 20); рудные трубы — секреторные

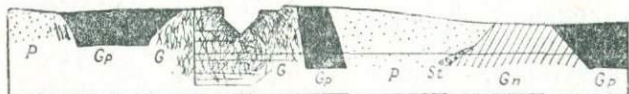


Рис. 13. Штокверк, или сеть жил.

P — кварцевый порфир; Gp — гранит порфир, Z — штокверк; G — гранит; Gп — биотитовый гнейс; St — кам-ноу ольные конгломераты и песчаники (по Бекку).

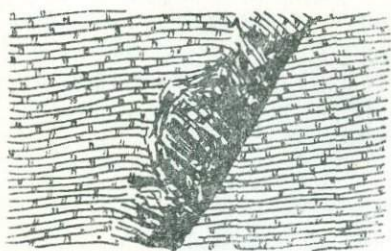


Рис. 14. Односторонне-сложная жила (жила Котта).

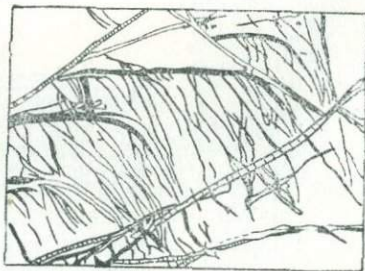


Рис. 15. Сбросовая жила — конский хвост (односторонне-сложная).

(рис. 21) и метасоматические (рис. 22); рудные штоки или неправильные изометричные тела; рудные камеры — секреторные

¹ Секретио — по-латыни — выделяю.

² От греческих слов мета — между и сома — тело, т. е. руда залагается не по трещинам, а внутри тела породы.

ционные (рис. 23) и метасоматические (рис. 24); рудные линзы и седловидные жилы (рис. 25).

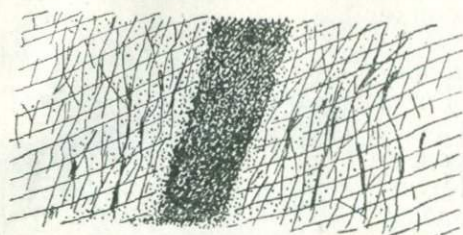


Рис. 16. Двухсторонне-сложная жила (жила Круша).

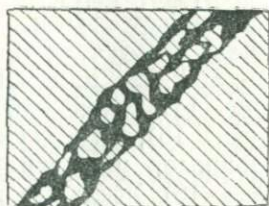


Рис. 17. Жила с метасоматическим замещением.

К сложным по форме относятся также лестничные жилы, но они отличаются и более сложным происхождением: это жилы в жилах (рис. 26 и 27).

Для пород осадочного происхождения форма рудных тел преимущественно пластовая, реже линзообразная (в россыпах). Пластом называется плитообразное тело, фациально отличающееся от кровли и почвы.

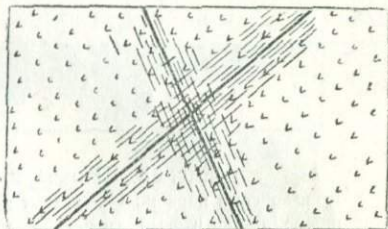


Рис. 18. Рудный столб секрционного образования.

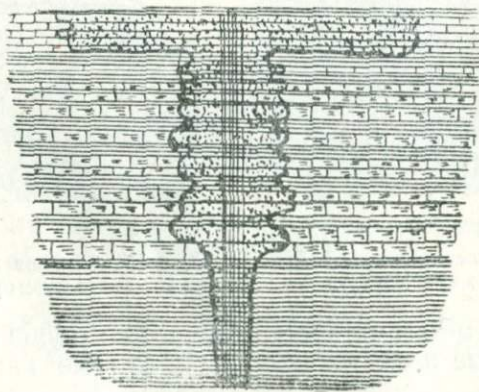


Рис. 19. Рудный столб метасоматического образования (в известняке).

Из приведенных выше генетических типов руд труднее всего изучать и разведывать послемагматические — пневматолитовые и гидротермальные, так как они оторваны от материн-

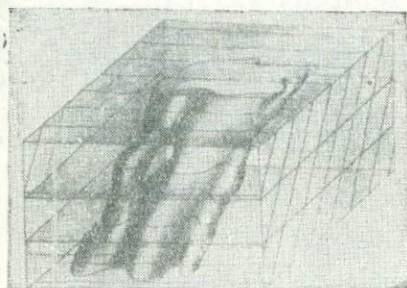


Рис. 20. Рудный столб метасоматического образования (в зоне смятия).

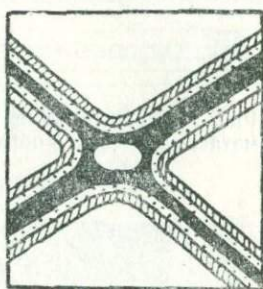


Рис. 21. Рудная труба секреционного образования.

ской среды и потому трудно поддаются увязке с той или иной развитой в этом районе породой.

Рассмотрим эту группу руд. Поскольку они связаны с трещинами и порами в породах, расскажем об этих трещинах и породах.

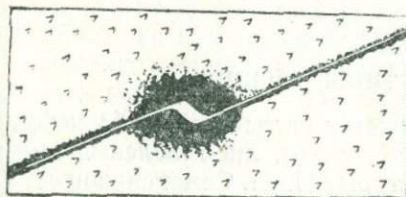


Рис. 22. Рудная труба метасоматического образования.

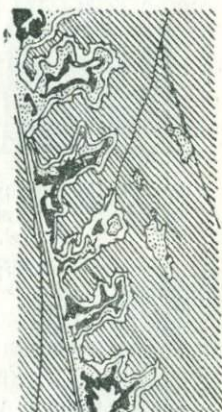


Рис. 23. Рудные камеры секреционного образования.

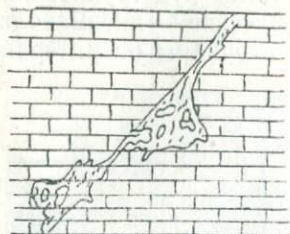


Рис. 24. Рудные камеры метасоматического образования.

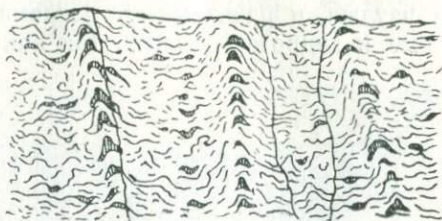


Рис. 25. Седловидные жилы.

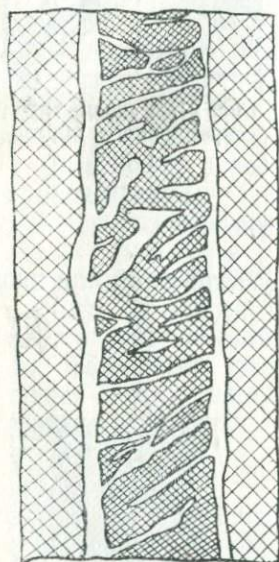


Рис. 26. Лестничные жилы или жилы в жилах.

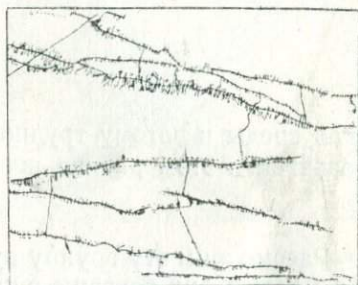


Рис. 27. Лестничные жилы в Березовском месторождении золота на Урале. Длинные черные линии — полземные выработки.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТРЕЩИН

Трещины, как известно, являются следствием либо небольших передвижений масс внутри породы, либо более крупных смещений, выходящих за ее контуры. Н. П. Семеновко предлагает классифицировать трещины или по масштабу сдвигающихся масс или по характеру вызывающих их сил. «В движении могут участвовать, — пишет он, — блоки пород, что создает трещины отдельностей, надвиги и сдвиги; группы минералов, что создает кливаж разлома и растяжения; отдель-

ные зерна, обломки и пластинки зерен, что создает кливаж скалывания, раздробления и смятия; и, наконец, кливаж течения с ориентированным расположением стресс-минералов, выкристаллизовавшихся в процессе дифференциальных сколжений»¹.

Обычно трещины рассматривают по месту их локализации и выделяют:

эндокинетические², вызванные движениями внутри данной породы и локализованные в ее пределах;

экзокинетические³, вызванные движениями извне и распространяющиеся и на боковые породы.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ТРЕЩИН

Классификация трещин по месту локализации

К эндокинетическим трещинам относятся:

1. Трещины расширения, или дилатационные⁴, вызванные адсорбцией воды и перекристаллизацией с увеличением объема.

2. Трещины сокращения, или контракционные⁵, вызванные охлаждением, перекристаллизацией, усыханием и химическими процессами.

3. Трещины оседания, вызванные процессами выщелачивания.

Экзокинетические трещины — это трещины, возникшие в результате складкообразовательных и сбросовых процессов.

Классификация трещин по причинам их образования

Установлено, что продуктивными являются трещины, вызванные тектоническими процессами, причем среди них надо выделять трещины дорудные и синхронные с рудообразованием, а также послерудные. С первыми трещинами связаны процессы рудообразования, а с последними — процессы нарушения в залегании рудных тел. Происхождением первых из них обусловлены в значительной степени размеры рудных тел как по простиранию, так и в глубину, а также мощность их.

Понятно, что трещины, образованные тектоническими процессами, должны быть гораздо длинее и уходить на большую глубину, чем трещины, вызванные охлаждением и вообще экзогенными процессами. Кроме того, ясно, что трещины, возник-

¹ Н. П. Семеновко. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений, т. I, 1946, АН УССР, стр. 94.

² От греческих слов: эндо — внутри и кинетикос — относящийся к движению.

³ От греческих слов: экзо — снаружи и кинетикос — относящийся к движению.

⁴ Дилатаре — по-латыни — растягивать.

⁵ Контракцион — по-французски — сжимание.

кающие в пластических породах, должны характеризоваться малой мощностью и малым простираем, так как пластические породы не благоприятствуют их образованию. Поскольку же пластичность пород зависит не только от их петрографических особенностей, но и от глубины залегания в зоне разлома (эпизоне) или в зоне истечения (гипозоне), то на размеры трещин должны влиять как литологические особенности района, так и глубина залегания пород.

Правильное установление глубины трещин имеет весьма важное значение и для установления глубины залегания жил, а также для определения их минералогического и химического состава.

Наконец, форма, размеры трещин и жил, как продуктов их заполнения, зависят, естественно, и от того, вызваны ли они сжимающими силами (надвиговые трещины) или разрывающими (сбросовые трещины), так как первые требуют гораздо больших усилий для их образования, чем вторые, ибо породы в десятки раз труднее раздавить, чем разорвать. Надвиговые жилы поэтому, как образующиеся при больших тектонических движениях, отличаются большой длиной и сравнительно большой глубиной; ширина их значительно меньше ширины сбросовых, так как они пологи и закрываются весом прикрывающих пород.

Правда, некоторые авторы указывают, что в самих сбросовых трещинах редко происходит отложение крупных рудных тел. Но, как известно, крупнейшие рудные месторождения связаны со сбросовыми трещинами, например, Алтайские полиметаллические месторождения в Западной Сибири; полиметаллические месторождения Верхнего Гарца (Андреасберг в Германии); Комштокская золотоносная жила в штате Невада (США); меднорудные месторождения Анаконда в штате Монтана (США) и другие. Да и вполне естественно, что сбросовые трещины наиболее благоприятны для оруденения, так как они глубже уходят в землю. Впрочем, очень глубокие трещины чаще заполняются магматическими породами.

Из всего сказанного следует, что правильное установление происхождения трещин имеет большое значение для выяснения не только генетических, но и практических процессов, связанных с оценкой месторождения.

Классификация трещин по причинам их образования¹

К трещинам, связанным с тектоническими процессами, относятся:

1. Трещины, вызванные тангенциальными движениями, или трещины сжатия, характеризующиеся параллельной ориенти-

¹ Предложена автором.

ровкой и большой протяженностью (рис. 28а, 28б): трещины кливажа (рис. 29а, 29б); трещины отдельности (рис. 30); на-
двиговые трещины (рис. 31); трещины
расслоения (рис. 32) и раскола (рис. 33).

2. Трещины, вызванные радиальными
движениями, характеризующиеся неориентированностью (рис. 34), ветвистой
(рис. 35) или округлой (рис. 36) формой.

К трещинам, связанным с термиче-
скими процессами, относятся:

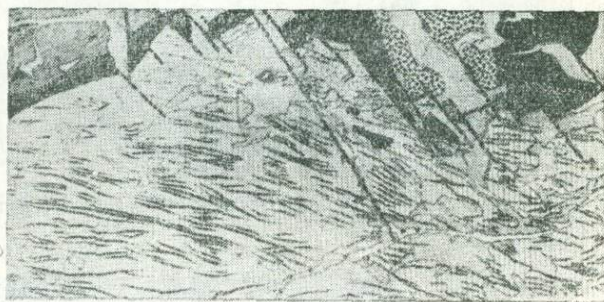


Рис. 28б. Трещины сжатия малой протяженности.

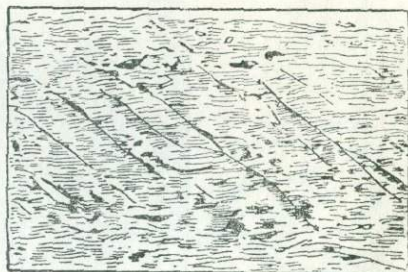


Рис. 29а. Трещины кливажа, густые.

Рис. 28а. Трещины сжатия большой протяженности.

1. Трещины отдельности в эффузивах, ориентированные параллельно или перпендикулярно поверхности охлаждения (рис. 37), в интрузивах идущие перпендикулярно зальбандам (рис. 26, 27).

2. Трещины, связанные с солнечным нагревом (инсоляцией), не ориентированные.

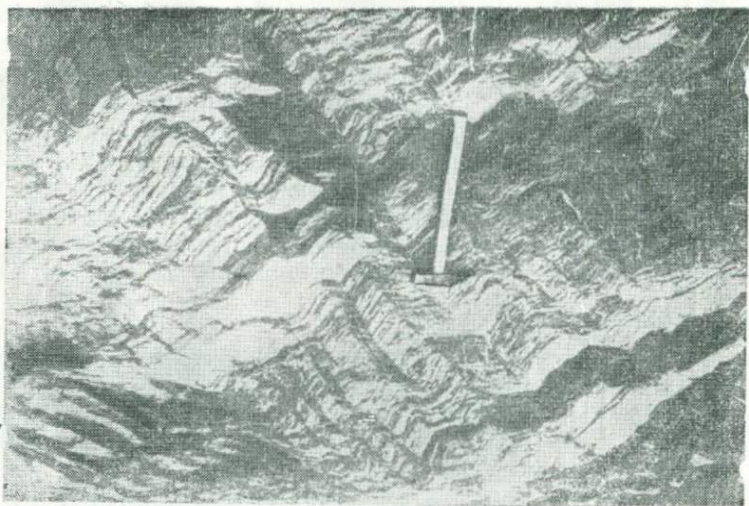


Рис. 29б. Трещины кливажа, редкие.



Рис. 30. Трещины отдельности (в граните).

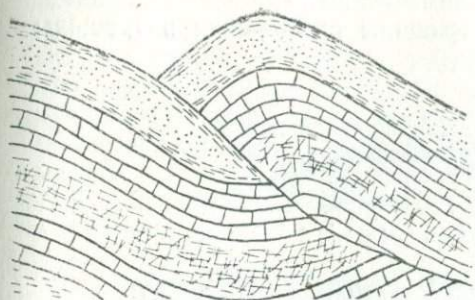


Рис. 31. Надвиговые трещины.

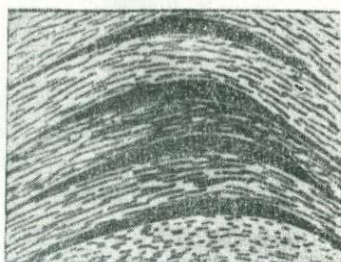


Рис. 32. Трещины расслоения.

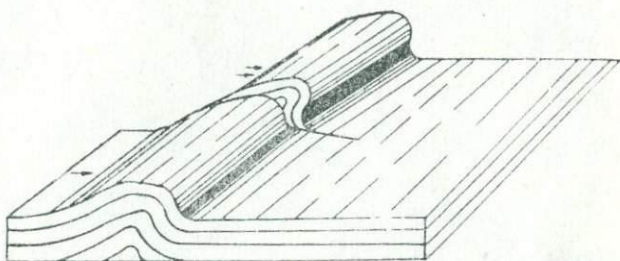


Рис. 33. Трещины раскола.



Рис. 34. Трещины сседания, не ориентированные.



Рис. 35. Трещины, вызванные радиальными (толчкообразными) движениями, ветвящиеся.

К трещинам, связанным с химическими процессами, принадлежат не ориентированные трещины расширения и трещины сжатия.

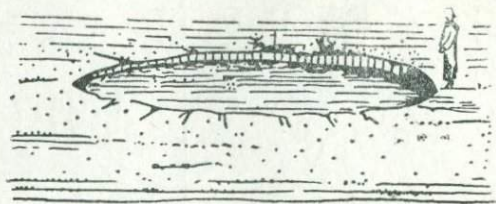


Рис. 36. Трещины, вызванные радиальными (толчкообразными) движениями, круглые.

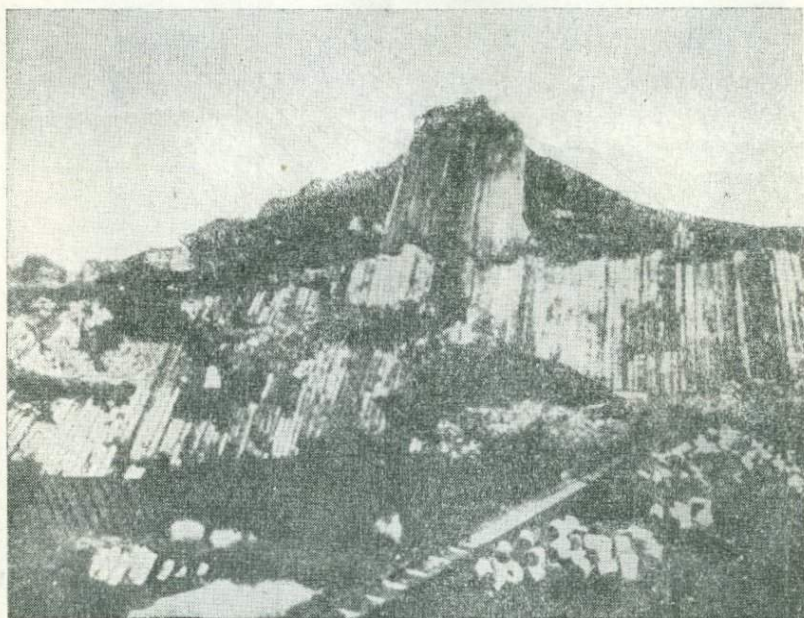


Рис. 37. Ориентировка трещин в эффузивных породах.

Остановимся на этой классификации и начнем рассмотрение с наиболее важной генетической группы— трещин, связанных с тектоническими процессами, в частности, с тангенциальными движениями.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТРЕЩИН И ИХ ОРИЕНТИРОВКА

Трещины, связанные с тангенциальными движениями. С тангенциальными движениями связаны

трещины сжатия. Из трещин сжатия и сопровождающих их трещин разрыва или растяжения в процессе оруденения играют роль преимущественно трещины, образующиеся в осадочных породах, так как эманации магмы, несущие рудный и нерудный материал, поднимаются в осадочные породы в момент тектонических движений одновременно с поднятием самой же магмы.

В период тангенциальных движений трещины развиваются и в самом интрузиве, но они обычно выполняются продуктами



Рис. 33а. Ориентировка трещин в пластичных слоях.

дифференциации магмы в виде пегматитов, аплитов, кварцевых жил и только в периферической части их, где вместо магмы поднимаются газы, создаются сначала пневматолитические месторождения, а затем гидротермальные.

Трещины сжатия, как отмечено выше, отличаются от трещин других генетических типов своей ориентированностью (см. рис. 28), поскольку вызывающие их силы имеют определенное пространственное направление. По характеру и масштабу трещины сжатия разделяются на три вида: трещины кливажа¹, трещины отдельности и трещины надвига.

Трещины кливажа характеризуются густой, особенно в таких пластических породах, как, например, глинистые сланцы (рис. 38 а). В менее пластичных породах они расположены реже, поверхности их грубее (светлые прослои песчаника на рис. 38 б) и ориентированы они перпендикулярно плоскости напластования. Все трещины приурочены к контурам данной породы.

¹Кливаж — тонкая трещиноватость, напоминающая спайность у минералов.

Поверхности их образованы разрывом вследствие сдвижения масс в подстилающих их мягких породах¹, вызванного течением последних. Такие трещины называются кливажом растяжения или разрыва.

Трещины отдельности также ориентированы перпендикулярно к плоскости напластования и образованы в жестких породах вследствие движения под ними пластичных масс. Отличием их от трещин кливажа является то, что они развиваются в мощных пластах и потому более грубы и редки.



Рис. 38б. Ориентировка трещин в жестких слоях.

Трещины надвига, или покрова, или разлома (рис. 31), редкие, грубые, секущие всю толщу перемещаемых пород. Они являются обычно главными путями движения рудных растворов; образуются при складчатых движениях целых свит пород.

Густота и размеры тектонических трещин зависят от ряда факторов, а именно:

1) от степени жесткости и пластичности породы или, как говорят, от «компетентности» и «некомпетентности» породы, зависящих в свою очередь от ряда других факторов: петрографических особенностей породы, возраста ее (с постарением осадочная порода делается жесткой) мощности пласта и глубины залегания;

2) от силы давления как статического, вызываемого прикрывающими породами, так и динамического (стресса), вызываемого складкообразовательными или горообразовательными процессами;

¹ В этом примере глинистый сланец играет роль «диктующей» породы, а песчаник — «подчиненной» по терминологии В. В. Белоусова.

3) от степени подвижности породы, зависящей от ее монолитности и глубины залегания. Изверженные породы, особенно интрузивные, менее подвижны, чем осадочные, особенно если последние маломощны, но осадочные породы рифового образования так же жестки, как и изверженные.

ВЛИЯНИЕ ЖЕСТКОСТИ И ПЛАСТИЧНОСТИ ПОРОДЫ НА ОБРАЗОВАНИЕ ТРЕЩИН

Жесткость породы, как известно, определяется ее петрографическими особенностями: рыхлые породы более пластичны, чем цементированные. Поэтому молодые породы при одном и

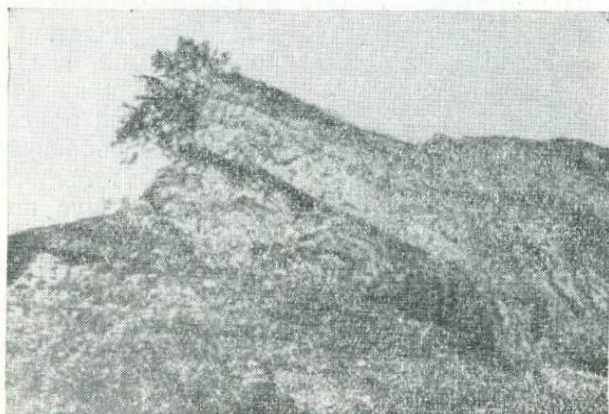


Рис. 39. Складки в жестких и пластичных слоях.

том же составе более пластичны, чем старые, так как с старением происходит цементирование их вследствие процессов диагенеза и метаморфизма.

Кроме возраста, на степень пластичности породы оказывает влияние ее текстура: рыхлые тонкозернистые породы, как, например, глины, наиболее пластичны, а гравийные и галечные — менее пластичны.

Из осадочных пород самыми жесткими считаются песчаники и известняки, или доломиты, особенно если они образуют мощные пласты и рифы (рис. 39). Самыми пластичными являются соли (рис. 40 а и 40 б) и угли (рис. 41), пластичность которых выше, чем глинистых сланцев. Кливажированные угли, однако, теряют пластичность, как и всякие другие кливажированные породы. Самые жесткие — магматические породы, в частности интрузивные, как малоподвижные. Пластичные породы дают трещины кливажа, а жесткие — трещины отдельности.

В зависимости от степени пластичности породы и характера движений в ней геологи выделяют много видов кливажа. Самыми главными являются кливаж течения, или сланцевый, и, как спутник его, кливаж раскола или разлома (рис. 29а и 29б), так как с течением массы породы связан ее разрыв¹.

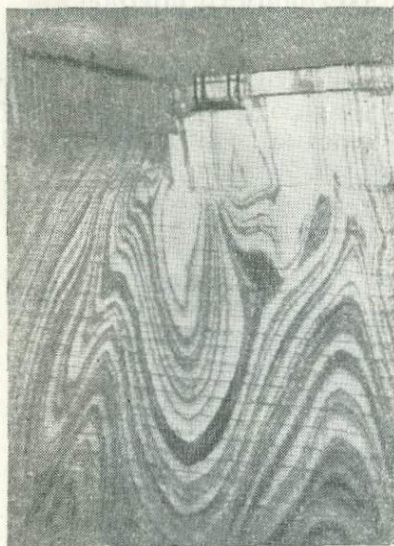


Рис. 40а. Складки в соляном штоке.

В. В. Белоусов отмечает, что кливаж раскола располагается веерообразно (рис. 42), а кливаж течения — параллельно осевой поверхности складки. Первый характеризуется грубостью и меньшей частотой кливажных поверхностей, а второй — густотой, гладкой поверхностью и параллельной ориентировкой минеральных зерен. Веерообразный кливаж вызывается скольжением слоев друг по другу. Кливаж, связанный с послойным течением материала породы, называется динамическим.

Кроме указанных видов кливажа, которые ориентированы по простиранию оси складки, в ряде случаев отмечается кливаж, ориентированный в перпендикулярной плоскости. Это так называемый альфа-кливаж.

Выделяют также S-кливаж (рис. 43). Он отличается от обычного кливажа тем, что его поверхности изогнуты в пределах каждого слоя в виде латинской буквы S и, таким образом, не продолжают прямо из одного пласта в другой. Эта форма кливажа образуется после высокопластичной стадии деформации, когда наступает менее пластичная стадия изгиба, при которой большую роль играет концентрическое скольжение слоев. К этой же стадии относится формирование и веерообразного кливажа.

Н. П. Семененко выделяет кливаж растяжения (рис. 44), который развивается в виде густой системы пересекающихся трещин.

¹ В английской литературе кливаж разлома называется ложным или волокнистым кливажом. Правильнее его называть кливажом растяжения, так как он является следствием растяжения при течении массы породы.

Г. А. Иванов, автор коллективного учебника «Курс месторождений полезных ископаемых» под ред. П. М. Татарина и А. Г. Бетехтина (изд. 2-е, 1946 г., стр. 415 и 416), выделяет эндогенный и экзогенный кливажи. Под первым он понимает трещины усыхания и сокращения при процессах углефикации, а под вторым — трещины давления от тектонических процессов, Ван-Гайз же под кливажем понимает не только трещины, но и поверхности напластования пород.

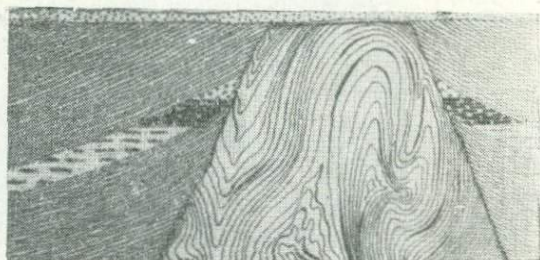


Рис. 40б. Складки в соляном штоке и глинах.

Кливаж рассматривают обычно как продукт складчатости пород. В ореоле же контактового метаморфизма кливаж, как правило, не развивается. Отсутствие здесь кливажа объясняют двояко: во-первых, внедрение магматической породы могло



Рис. 41. Складки в углях и песчаниках.

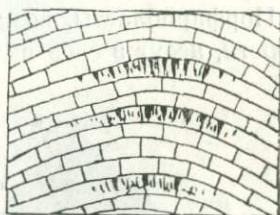


Рис. 42. Веерообразный кливаж.

вызвать исчезновение сланцеватости; во-вторых, под влиянием магмы порода могла стать более компактной еще до достижения ею окончательной стадии складчатого состояния и в силу этого не могла приобрести листоватости, которую она приобрела бы в нормальных условиях.

Расположение первичных элементов породы и ориентировка порфиробластов, возникших под влиянием магмы, обычно являются наиболее надежным критерием для решения вопроса о времени образования порфиробластов. Различают порфиробласты трех генераций: 1) более ранние, чем сланцевый кливаж;

2) образованные одновременно со сланцеватостью и 3) более поздние, образованные после сланцевого кливажа.

Порфиробласты более раннего происхождения отличаются тем, что они окружены двориками растяжения, заполненными кристаллическим веществом путем боковой секреции, и часто бывают поломанными, так как в момент образования кливажа они играют роль сопротивления (рис. 45).

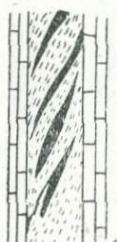


Рис. 43. S-кливаж.

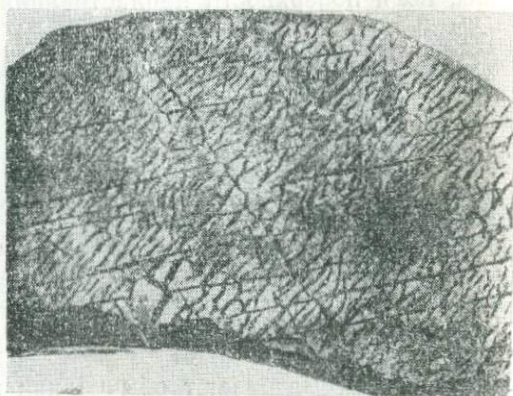


Рис. 44. Кливаж растяжения по Н. П. Семененко.

Порфиробласты, возникшие в момент образования сланцеватости, несут в себе включения породы с той же ориентировкой минералов, которая наблюдается в основной массе породы, хотя сами порфиробласты могут быть повернуты вокруг своих осей (рис. 46).



Рис. 45. Порфиробласт, образовавшийся раньше сланцевого кливажа.

Порфиробласты, возникшие после образования сланцеватости, ориентированы во всех направлениях, даже поперек сланцеватости (рис. 47).

Наклон трещин кливажа по отношению к плоскости напластования может быть определен по их густоте, ибо чем сильнее наклонена плоскость напластования, тем гуще трещины кливажа, так как с наклоном усиливается скольжение

пластов, и расположение их таково, что верхний конец одной трещины приходится над нижним концом соседней. Из рис. 48 видно, что расстояние между трещинами $W = 2l \cos \alpha$,

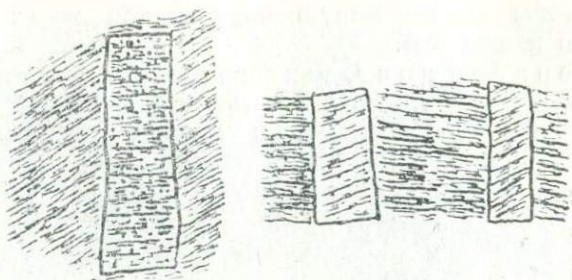


Рис. 46. Порфиробласт, образовавшийся одновременно со сланцевым кливажом.

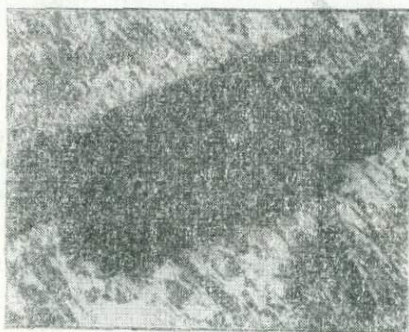


Рис. 47. Порфиробласт, образовавшийся после сланцевого кливажа.

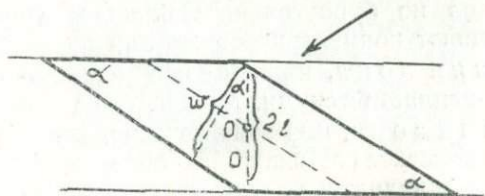


Рис. 48. Зависимость между углом наклона сланцеватости и расстоянием между трещинами кливажа.

где l — мощность пласта, α — угол наклона трещины. С увеличением угла α , т. е. с приближением трещины к вертикальному положению, величина W должна уменьшаться.

Глубину образования сланцевого кливажа определяют разными цифрами: от 2600 до 12000 метров. Понятно, что чем больше пластичность породы, тем меньше глубина появления сланцеватости. По степени пластичности некоторые авторы делят земную кору на три зоны: верхнюю, среднюю и нижнюю.

1. **Верхняя зона**, или зона разлома, глубиной до 10—12 км, отличается трещиноватостью и брекчиевидным сложением, являющимся результатом смещений отдельных частей

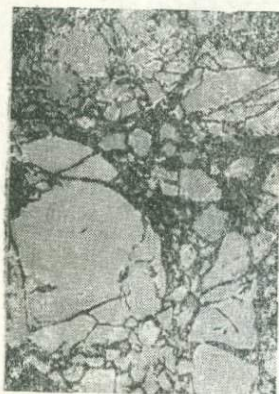


Рис. 49. Брекчиевидное сложение породы в зоне разлома.

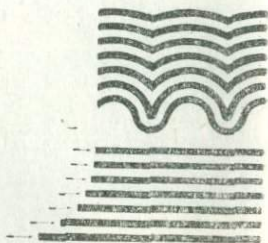


Рис. 50. Складчатость в зоне разлома, затухающая книзу.

свит (рис. 49). Складчатость имеет здесь нормальную мощность крыльев с затуханием книзу (рис. 50), так как она не стеснена в движениях вверх. Такую же складчатость дают нетектонические (атектонические) движения, например, движение ледников по буроугольным пластам (рис. 51). Эти складки называют концентрическими или параллельными.

2. **Средняя зона**, или зона перемежаемости пластических пород с непластическими. Мощность ее — около 5 км.

3. **Нижняя зона**, или зона течения, где все породы переходят в пластическое состояние. Это область сильной складчатости, так как складчатость есть отражение пластичности.

Таким образом, кливаж, как продукт больших глубин и большой пластичности породы, противопоставляет образование мощных трещин.

Кливаж исчезает, когда метаморфизм достигает стадии образования слюисто-кристаллических свит. Этим объясняется то, что сланцевый кливаж исчезает у гнейсов. Заметим, что если

сланцевый кливаж имеется у гранитов, то это результат его первичного образования в момент интрузии гранитной магмы, когда масса была еще пластична.

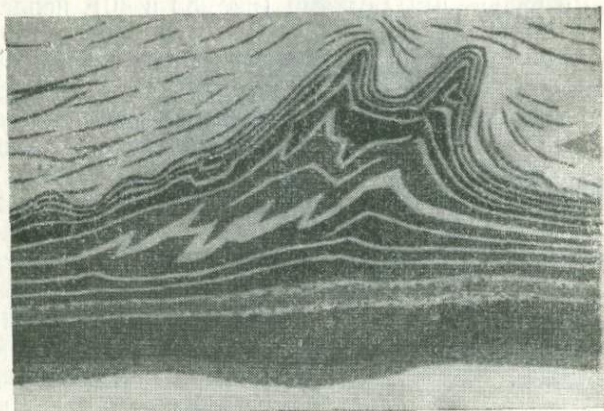


Рис. 51. Складчатость в пластах бурого угля, вызванная движением ледников по ним.

Из приведенных данных об условиях образования кливажа в породах (большая пластичность и, значит, большая глубина их залегания) следует, что образование широких трещин, а

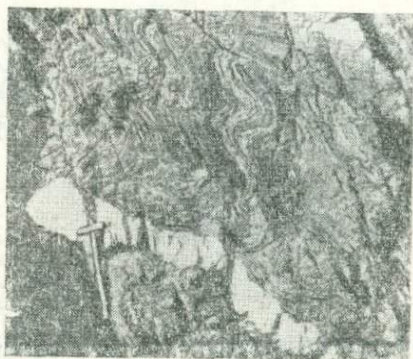


Рис. 52. Жила в кливажированных породах.

следовательно, и мощных жил ним невозможно. Однако, мощные трещины легко образуются в условиях уже кливажированных пород (рис. 52), так как такие породы теряют пластичность, делаются более жесткими, или, как говорят, приобретают большую компетентность.

Большое различие в пластичности пород сказывается также на форме и размерах складок: пластичные породы образуют мелкие закрытые (изоклиналиные) складки с растянутыми крыльями и раздутыми замками (рис. 53 и 40), непластичные

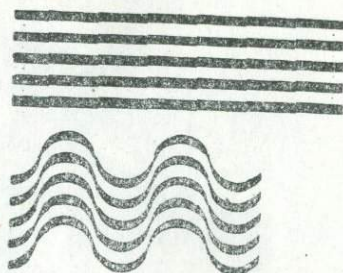


Рис. 53. Складки в пластичных породах.

имеют крупные открытые складки с выдержанной мощностью пластов (рис. 54 и 60). На больших же глубинах жесткие породы хотя и дают раздувы в замках складок, но по сравнению с пластичными породами эти раздувы гораздо меньше: по некоторым данным, мощность слоев песчаника в замках увеличивается в 1,3 — 1,6 раза, в то время как мощность слоев сланцев —

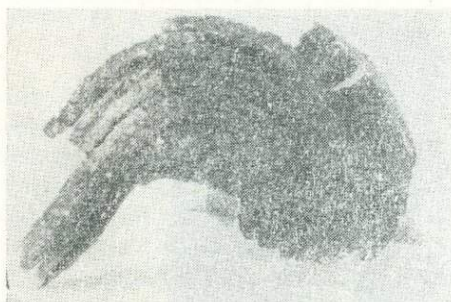


Рис. 54. Складка в жесткой породе.

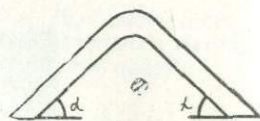


Рис. 55. Прямая складка.

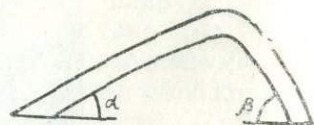


Рис. 56. Косая складка.

в 2,5 — 3 раза. Закрытые складки с выжатыми крыльями и раздутыми замками называют параллельными, или подобными.

Закрытые—это те складки, у которых крылья параллельны между собой. Если же крылья образуют угол, то это складки открытые.

Если у открытых складок крылья падают в разные стороны под одинаковым углом, то такие складки называются прямыми (рис. 55), если же под разными углами, то косыми (рис. 56).

Если оба крыла падают в одну сторону, то такие складки называют опрокинутыми (рис. 57а), так как в одном крыле залегание пород ненормальное — старые породы залегают на новых (рис. 57б). Если крылья опрокинутой складки параллельны между собой, то это складки изоклиналильные (рис. 57в), если же крылья горизонтальны, то складки называют лежащими (рис. 57г), а если антиклиналь занимает положение синклинали, то складка называется перевернутой (рис. 57г).

Мелкие складки пластичных пород, зажатые среди жестких, называются складками волочения (рис. 57д и 39).

Закрытые складки с выжатыми крыльями и раздутыми замками называют подобными (рис. 53), а открытые складки с выдержанной мощностью пластов — концентрическими или параллельными (рис. 50, 51).

Жесткие породы дают редкую трещиноватость. Трещины ориентируются перпендикулярно давящим силам (стрессу),



Рис. 57а. Опрокинутые складки.

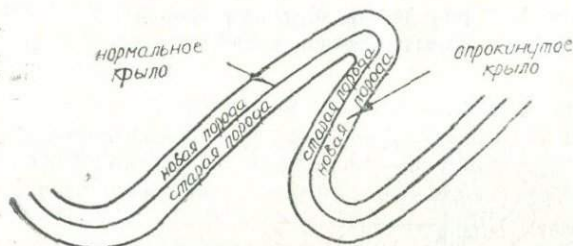


Рис. 57б. Опрокинутые складки, показывающие различную ориентировку пластов в крыльях.

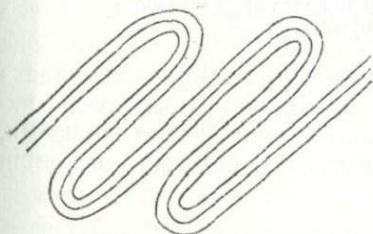


Рис. 57в. Опрокинутые складки, изоклиналильного залегания.



Рис. 57г. Лежащая складка с другими последовательными формами складок.

если эти породы не имеют скользкой сланцевой подстилки, как, например, изверженные (рис. 58) и метаморфизованные оса-

дочные (рис. 59), или перпендикулярно скользяй подстилке, если она имеется, так как подстилка, выползая из-под жесткой породы, заставляет последнюю садиться и трескаться (рис. 38).

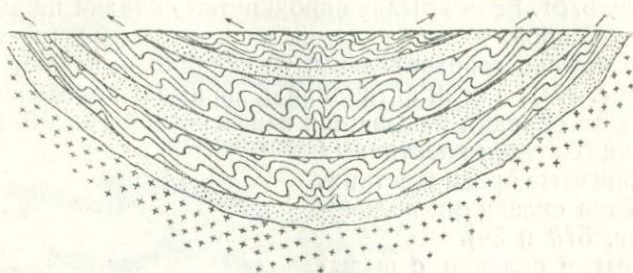


Рис. 57д. Складки волочения.

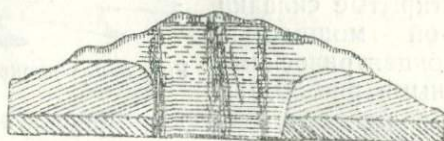


Рис. 58. Ориентировка трещин в жесткой неподвижной породе.

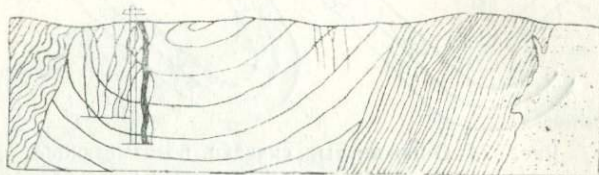


Рис. 59. Ориентировка трещин в метаморфизованных осадочных породах.

Поэтому мягкие породы называют «диктующими», а жесткие— «подчиненными». Чаще, однако, жесткие породы являются диктующими, или компетентными, а пластичные — подчиненными, или некомпетентными, что доказывается складками волочения (рис. 39).

ВЛИЯНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ДАВЯЩИХ СИЛ И СТЕПЕНИ ПОДВИЖНОСТИ ПОРОДЫ НА ГУСТОТУ ТРЕЩИН

Кроме пластичности и жесткости породы, на густоту трещин влияет величина давящих сил: чем сильнее давление, тем боль-

ше густота трещин. Действие статических сил (сил нагрузки) меньше действия сил динамических (горообразовательных). Поэтому статическое давление может вызвать слабо выраженную и редкую сланцеватость, а динамическое — резко выраженную и густую.

Степень подвижности породы зависит прежде всего от степени ее пластичности и от формы залегания: штоки и жилы, характерные для магматических пород, отличаются малой подвижностью или бывают неподвижны, а пласты, особенно тонкие, с частой переслойкой отличаются большой подвижностью. На подвижность сильно влияет также глубина залегания пластов и их мощность. Пласты одинаковой пластичности и одинаковой мощности дают трещиноватость разной густоты в зависимости от глубины залегания: пласты, лежащие на небольших глубинах и поэтому более подвижные, дают густую трещиноватость, а пласты, лежащие на больших глубинах, как менее подвижные, дают редкую трещиноватость.

Густота трещин возрастает также с наклоном пластов, так как чем круче пласты, тем легче скольжение в них частиц. Поэтому крутые пласты дают более густую трещиноватость, чем пологие.

Мощные пласты менее подвижны, чем тонкие, поэтому в первых трещиноватость реже (трещины отдельности), а во вторых — гуще (кливаж).

Более тонкие пласты и прослои вследствие большой подвижности легко образуют мелкие складки (рис. 60). В зависимости от ориентировки давящих сил (стресса) в складках возникают трещины, ориентированные так, как показано на рис. 61 или на рис. 62. Первая ориентировка трещин наблюдается при одностороннем давлении (давящая сила и противодействие ориентированы по одной линии), вторая — при двухстороннем давлении, когда образуется пара сил, вызывающая вращение складки. Заметим, что при одностороннем давлении, если оно было неравномерным по всему простиранию или если пласты по простиранию были разной степени жесткости, могло получиться иное расположение трещин (рис. 33).

При дифференциальном давлении пластов образуются трещины расслоения, часто с седловидными пустотами (рис. 32).

Если сдвигению подвергались магматические, складчатые метаморфические или мощные осадочные породы, то трещины распределяются не равномерно по всей породе, а в отдельных, более слабых местах и густота их обуславливается степенью пластичности породы: в песчаниках образуются зоны разлома (рис. 63), в глинистых сланцах — зоны разлистования (рис. 64), а в песчанистых сланцах — сетчатая зона (рис. 65).

Надо сказать, что термины «зона разлома» и «сетчатая зона» некоторыми авторами понимаются в противоположном смысле.

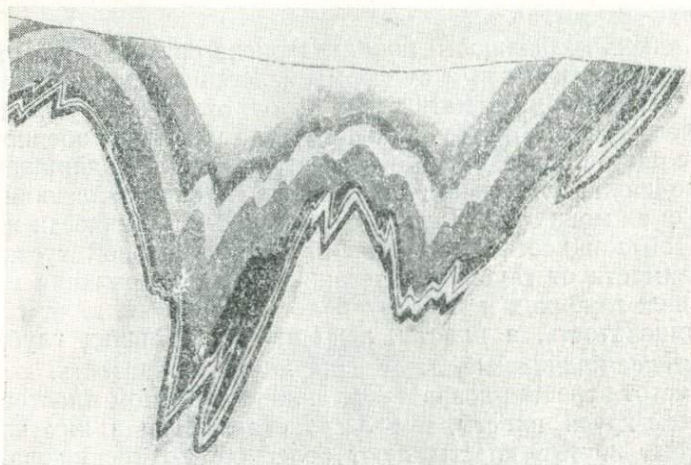


Рис. 60. Формы складок в зависимости от степени подвижности пластов: мелкие (закрытые) складки образовались в мягких подвижных породах, при первой фазе тектогенеза; крупные (открытые) образовались при второй фазе тектогенеза в Кривом Роге (по Я. Н. Белевцеву).

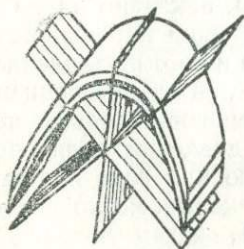


Рис. 61. Ориентировка трещин в складках при одностороннем давлении сил стресса.

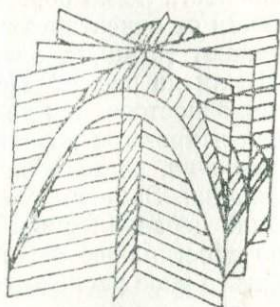


Рис. 62. Ориентировка трещин в складках при двухстороннем давлении сил стресса.

Классическим примером развития сетчатой зоны и зоны разлома являются месторождения асбеста в Баженово на Урале (рис. 66).

Тектонические трещины при большой силе стресса могут дать крупные разломы, захватывающие целые толщи осадков,

причем действием сжимающих сил создаются надвиги — разломы (рис. 31), а разрывающих — сбросы (рис. 67) или взбро-

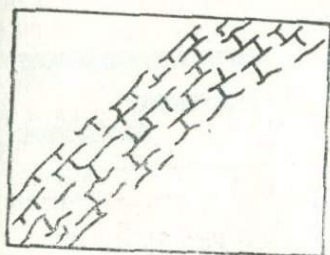


Рис. 63. Зона разлома.



Рис. 64. Зона разлистования.

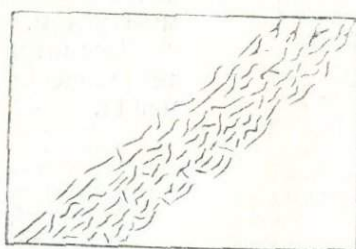


Рис. 65. Сетчатая зона.

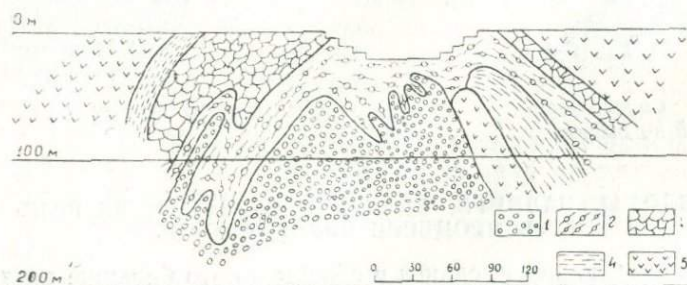


Рис. 66. Сетчатая зона в асбесте (Баженово).

1—пирidotит; 2—пирidotит с обороченными жилами асбеста; 3—змеевик с сетчатым асбестом; 4—змеевик с меккопрожилом; 5—змеевик без асбеста.

сы (рис. 68), или те и другие, если поверхность разрыва кривая (рис. 69).

Сбросы образуются в том случае, если разорванные части породы расходятся (рис. 67), а взбросы — если они надвигаются одна на другую.

Сброс в начале своего развития образует складку оседания, или так называемую флексуру (рис. 70). В Кривом Роге, впро-

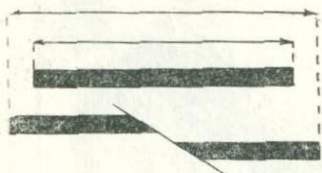


Рис. 67. Сброс.

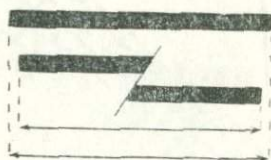


Рис. 68. Взброс.

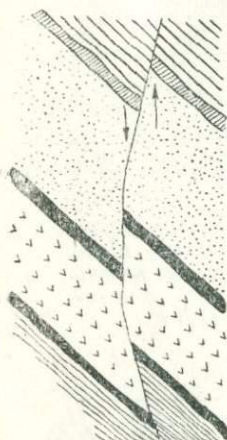


Рис. 69. Сброс, переходящий во взброс.

чем, под флексурой понимают всякие сгибы пластов под прямым углом.

Рассмотрим эти крупные тектонические формы нарушения.

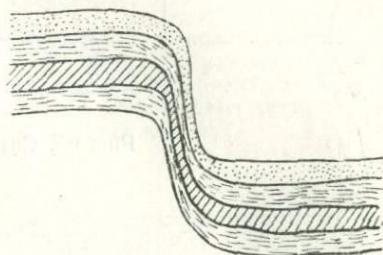


Рис. 70. Флексура.

РАЗЛОМЫ, НАДВИГИ, СДВИГИ И СБРОСЫ И ИХ РОЛЬ В ПРОЦЕССЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Разломы, надвиги, сдвиги и сбросы — это большие по длине и глубине трещины, часто с крупными перемещениями по ним. От обыкновенных трещин они отличаются не только большой протяженностью, с охватом целых геологических систем (рис. 28а и 28б), но и грубой поверхностью. Эти трещины являются каналами-проводниками для рудных растворов. Образование их разное: разломы, надвиги, сдвиги являются результатом действия тангенциальных сил (стресса), а сбросы — радиальных (силы тяжести). Разломы и надвиги характерны для тангенциальных движений и оруденение по ним связано с интрузивными процессами, а сбросы характерны

для радиальных движений, и оруденение по ним связано с эффузивными процессами.

Надвиги образуются труднее сбросов, поскольку сопротивление пород раздавливанию гораздо больше, чем разрыву. Например, сопротивление гранита сжатию составляет от 1000 до 2800 кг/см², а разрыву — от 30 до 50 кг/см²; сопротивление известняка сжатию — 400—1400 кг/см², а разрыву — 30—60 кг/см².

Сбросы, как и сдвиги, могут быть ориентированы различно по отношению к простиранию складок (под углами от 0

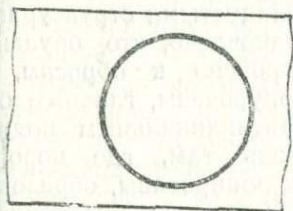


Рис. 71. Шар породы до деформации.

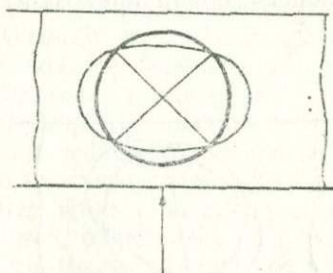


Рис. 72. Трехосный эллипсоид деформации, формирующийся при действии силы в направлении к точке опоры.

до 90°), тогда как надвиговые жилы расположены лишь параллельно складкам.

Некоторые авторы рассматривают взброс как надвиг ввиду сокращения поверхности пород, тогда как сброс характеризуется расширением поверхности (см. рис. 67 и 68).

Следует отметить, что разломы и надвиги, как и мелкие трещины в породах, при образовании подчиняются закону упругих деформаций. Для наглядности представим идеальный шар породы (рис. 71). При нажиме на шар он сжимается в трехосный эллипсоид (рис. 72), так как породы неравномерно деформируются по простиранию, падению и по мощности пласта.

Плоскости пересечения шара с эллипсоидом в момент раздавливания породы определяют плоскости скалывания или среза, так как по одну сторону их происходит сжатие породы, а по другую — растяжение. Из рис. 72 видно, что чем меньше порода сопротивляется сжатию, тем больший угол будут образовывать плоскости скалывания с главной осью стресса¹, а чем порода прочнее, жестче, тем этот угол меньше. Если нажим на породу будет ориентирован не перпендикулярно напластованию, то получится действие пары сил (рис. 73) и

¹ Здесь под стрессом понимается тангенциально давящая сила.

одни плоскости скола будут ориентированы по напластованию, а другие косо. Такие случаи в природе встречаются чаще. Этот стресс называется вращательным.

Если при действии сжимающих сил породы вели себя как неупругие, жесткие упоры, то образуются не одиночные жилы, а целые зоны смятия (рис. 63, 64, 65), которые отличаются друг от друга шириной и длиной трещин, а также расстоянием между ними.

Различные нарушения типа надвигов, сдвигов, сбросов и разломов являются важнейшим поисковым критерием, помогающим обнаруживать рудные и нефтяные месторождения.

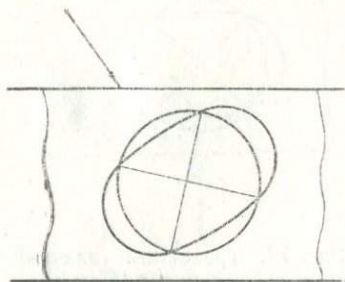


Рис. 73. Трехосный эллипсоид деформации при косой ориентировке сил стресса.

При изучении связи оруденения со складчатыми структурами было установлено, что оруденение приурочено к сбросам, а сбросы приурочены, главным образом, к антиклинальным поднятиям. Лишь там, где породы сильно дислоцированы, образование сбросов сопровождающееся отложением руд, имеет место и в синклиналях.

С различным развитием сбросов в антиклиналях и синклиналях связана преимущественная приуроченность гидротермального оруденения к антиклинальным поднятиям. Районы синклинальных площадей, если рассматривать их в ограниченных пространственных пределах, по-видимому, не являются благоприятными для тех трещиноватостей и разломов, которые допускают движение рудоносных растворов. Гидротермальные и пневматолитовые месторождения часто находятся в небольших антиклиналях или куполах, от размеров которых зависит количество рудного скопления.

Движение рудных растворов к антиклинальным поднятиям объясняется действием газов, которые стремятся к местам наиболее низкого давления, какковыми являются эти поднятия, или действием тектонического давления. Кроме того, в гребнях складок породы отделяются вдоль поверхности напластования, оставляя пустые пространства, которые могут быть заполнены рудой (рис. 25).

Наиболее наглядными примерами связи оруденения с антиклинальными поднятиями являются полиметаллические месторождения Донбасса — куполы ртутного месторождения Никитовки и цинково-свинцовых руд Нагольного края, а также золото-кварцевые месторождения Бендиго в Австралии.

ГЛУБИНА И ШИРИНА ТРЕЩИН И СВЯЗАННАЯ С НИМИ ГЛУБИНА И МОЩНОСТЬ РУДНЫХ ЖИЛ

О глубине и ширине трещин мы судим обычно по глубине и ширине жил. Огромное большинство рудных жил отличается сравнительно небольшой глубиной, не достигающей часто 350—600 метров. Однако, в виде исключения, рудные жилы прослеживаются до глубины 2—3 километра. На большей глубине трещины должны выклиниваться в связи с увеличением пластичности пород. В первый период своего образования трещины представляют собой разрывы, постепенно расширяющиеся при заполнении их расплавами или растворами, идущими под большим давлением из вулканических очагов. Мощность жилы является поэтому показателем интрузивной силы магмы и гидротермальных растворов¹.

Менее признаваемым агентом расширения являются силы, развивающиеся при кристаллизации минералов, заполняющих жилу. Уже давно известно, что кристаллы при росте развивают значительную силу. Например, кристаллы гипса, образующие конкреции в третичных глинах, развиваясь на глубине нескольких метров от поверхности земли, раздвигают глину; кристаллы пирита отрывают пластинки сланцев. Опыты показывают, что давление, порождаемое растущими кристаллами квасцов и других солей, такое же, как и сопротивление пород на раздавливание.

Изучая вопрос об образовании гипотермальных жил, некоторые ученые пришли к выводу, что большинство гипотермальных месторождений образовалось на таких глубинах, на которых существование открытых трещин маловероятно. Тем не менее, жилы здесь бывают значительной мощности и образование их на этих глубинах обычно связывают с замещением (метасоматозом) зон сравнительно легкой проницаемости. Однако резкие ровные границы, характеризующие переход от грубозернистых жильных минералов к сильно измененным боковым породам, говорят не в пользу этой точки зрения.

Расширение трещин объясняют также напором ювенильных вод под действием статического и динамического давления на породы (подробнее см. на стр. 272).

Рассматривая вопрос о заполнении жильных трещин, Г. Берг (7) говорит, что почти все настоящие рудные трещины являются трещинами разрыва. Хотя открытие и заполнение трещин не может длиться геологические периоды, все же заполнение их минеральными новообразованиями мощностью 1—2 м требует столетий или еще больше времени.

Однако мы не имеем оснований предполагать, что трещи-

¹ О движущей силе растворов см. ниже (стр. 272).

на может оставаться так долго открытой, даже если в течение всего этого времени продолжается тектоническое состояние разрыва, которое мы должны допускать при каждом возникновении открытых или заполненных минералами трещин. Процессы передвижек трещины, как и процессы открытия ее, не являются однократными, так как вулканизм обычно повторяется. Эти процессы происходят толчкообразно, причем при одном толчке может сдвинуться всячий бок, а при другом — и всячий и лежащий. В первом случае образуются односторонне-сложные жилы (рис. 14, 15), а во втором — двухсторонне-сложные (рис. 16).

Следует сказать, что повторные открытия трещины могут происходить как внутри жилы, так и по зальбандам¹. По зальбандам они наступают легко тогда, когда всячий и лежащий бока сдвигаются в плоскости жилы. Такое явление объясняется тем, что в это время действуют растягивающие силы не только перпендикулярные к зальбандам, но и в плоскости жилы. При этом горизонтальные и вертикально-сдавливающие силы легче всего проявляются в мягких, измененных глинистых зальбандах.

Если же трещины развиваются не по зальбандам, то они вызывают расщепление материала рудной жилы.

Тектоническими движениями во время рудоотложения объясняются все те странные формы гидротермальных месторождений, которые часто встречаются в глубоких, сильно нарушенных горных областях.

ФОРМЫ РУДНЫХ ЖИЛ В СВЯЗИ С ИХ ОБРАЗОВАНИЕМ

Формы рудных жил определяются прежде всего характером тектонических движений. Трещины сброса характеризуются разветвляющейся формой (рис. 14), так как разрывы всегда происходят по более сложным поверхностям, чем трещины сжатия.

На рис. 12 часть жилы, проходящая по гнейсу, является простой пластобразной, так как трещина прошла параллельно слоистости гнейса, тогда как другая часть жилы, проходящая по кварцевому порфиру, ветвящаяся. Такая жила называется сложной. Если бы кварц-порфир испытал сжимающие усилия, то он дал бы параллельные трещины, как, например, кварц Шолоховского карьера (рис. 74) в Апостоловском районе Запорожской области. Сбросовые трещины могут усложняться сетью мелких трещин или апофиз², развивающихся в

¹ Зальбандами называются поверхности раздела жилы или границы ее с боковой породой.

² Апофизис (греч.) — отросток, ответвление.

сброшенной части породы. При этом развиваются три вида трещин и, соответственно им, три вида жил: односторонне-сложные (рис. 14), образующиеся при одностороннем сбросе; двухсторонне-сложные (рис. 16), возникающие при двухстороннем сбросе, и жилы, именуемые конским хвостом (рис. 15), характеризующиеся односторонним сбросом, но с большой амплитудой.

Жилы с апофизами называются сложными, в отличие от простых жил, имеющих резкие зальбанды. Иногда по трещи-

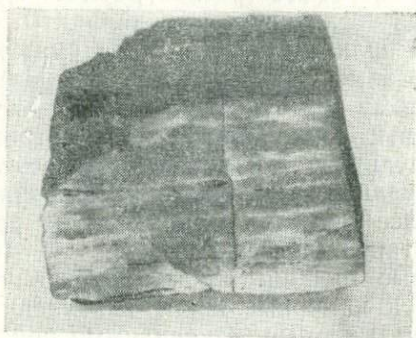


Рис. 74. Параллельные трещины в кварце Шолоховского карьера, образованные от сжимающих сил.

нам охлаждения интрузивных жил как основных, так и кислых пород, образуются вторичные жилы (рис. 26 и 27), которые носят название лестничных. Возможно, впрочем, что эти трещины образовались при тектонических движениях, представляя собой так называемые перистые трещины.

На пересечениях или расширениях жил образуются рудные столбы (рис. 18) и трубчатые жилы¹ (рис. 21 и 22). Рудные столбы образуются также при неравномерном заполнении трещины рудными минералами, например, при интраминерализационных подвижках жилы. Часто такое заполнение бывает отдельными небольшими участками или карманами. В американской литературе такие обогащенные участки жил называются бонанцами, от латинского слова бонус, что значит хороший. Иногда бонанцы сливаются в рудный столб. В этих случаях наклон рудного столба может совпадать с наклоном жилы, но обычно уклоняется от ее падения. Угол между осью столба и линией простирания жилы называется склонением столба, а угол наклона столба — нырянием его.

¹ Трубчатая жила представляет собой незаконченный столб с полостью внутри.

Рудные столбы образуются также и в случаях замещений (метасоматоза боковых пород рудой), что наиболее легко происходит при прохождении трещин в известняках и доломитах (рис. 19). Это объясняется тем, что рудные растворы в большинстве случаев бывают кислыми, особенно в нижних горизонтах трещин, и потому легко вытесняют эти породы. Нейтрализуясь породами, рудные растворы осаждают растворенные в них рудные минералы.

Рудные столбы образуются также в зонах смятия, как это имеет место в Кривом Роге (рис. 20), причем здесь метасоматозу подвергались кислые породы — кварциты, благодаря тому, что растворы шли щелочные. Зоны смятия благоприятствуют процессу замещения, так как боковые породы раздроблены и поэтому легче поддаются растворению.

А. В. Королев и Э. А. Королева рассматривают трубообразную форму рудных тел Алмалыка как результат минерализационного оседания, вызванного растворением части горных пород в более глубоких горизонтах на раннем высокотемпературном этапе процесса.

Если сбросовые трещины имеют кривую поверхность, то могут создаваться камерные жилы заполнения (секрционные) (рис. 23), называемые четковидными при следовании их друг за другом. Камерные жилы могут образоваться и в других случаях — в условиях неоднородного литологического состава пород, когда происходит местное выщелачивание их. При этом могут возникнуть камерные жилы вытеснения (метасоматические) с односторонним (рис. 24б) расположением камер, а также непрерывно следующие друг за другом, известные под названием рубцовых.

Трещины, по которым происходит замещение, носят название жил замещения (рис. 17).

При складчатых движениях, когда возможно отслаивание пластов, что легче всего происходит в антиклинальных поднятиях, образуются седловидные жилы (рис. 25).

Из приведенных примеров видна связь между формой рудных жил и их образованием.

Мы рассмотрели условия образования трещин и рудных жил в породах вне интрузива, вызвавшего оруденение. Выясним теперь образование трещин в самом интрузиве, вызывающем оруденение в кроющих породах. Такими интрузивами являются, по В. Эммонсу, преимущественно гранитные батолиты¹. Хотя трещины в батолитах являются носителями рудного

¹ Батлер, впрочем, пишет, что богатое оруденение чаще приурочено не к кислым и не к основным, а к средним магмам. Советские ученые связывают оруденение магмы не только с гранитной, но и с другими магмами.

материала только в периферической части — до глубины так называемой мертвой линии (рис. 75), — изучение их помогает расшифровать возраст интрузии по отношению к прикрывающим породам. Интересно отметить, что гранитный батолит по отношению к сжимающим силам (стрессу) ведет себя и как пластическое тело (в начале формирования батолита) и как жесткое (в конце формирования).

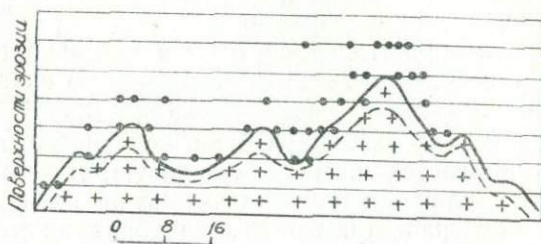


Рис. 75. Поперечный разрез идеального батолита по В. Эммонсу. Штриховая линия — мертвая линия.

ТРЕЩИНЫ В ГРАНИТНЫХ БАТОЛИТАХ ПО КЛООСУ¹

Что касается условий образования трещин в гранитных массивах, в частности, в гранитных батолитах, с которыми В. Эммонс увязывает гидротермальные оруденения в боковых породах, то Клоос приходит к таким выводам:

1. Трещины в гранитах надо различать двух генераций: первичные, образовавшиеся во время формирования интрузива, когда он еще пластичен, и вторичные, возникшие после формирования интрузива. Основная трещиноватость гранитов относится к первичной, а вторичная следует по первичной, как не требующая значительной затраты энергии.

2. Второе существенное положение об образовании трещин заключается в том, что первичная трещиноватость проявляется не только внутри, но и вокруг интрузива. Это и обуславливает образование аплитовых и пегматитовых жил вокруг гранитного интрузива, причем эти жилы ориентируются под углом в 45—60° по отношению к гранитному массиву. Такую ориентировку жил и трещин можно сравнить с ориентировкой трещин вокруг движущегося ледника. Впрочем, краевая аплито-пегматитовая зона могла произойти также вследствие сокращения магмы по периферии интрузива.

3. Третье основное положение о возникновении первичных трещин в гранитном интрузиве заключается в следующем: трещиноватость разбивает интрузив на параллелепипеды, да-

¹ Мс. Н. Cloos. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge, 1921.

вая так называемую параллелепипедальную, или квадерную отдельность (рис. 76).

Гранитные интрузивы разбиваются пятью сериями трещин (рис. 77), являющихся реакцией действия трех родов сил, — тангенциальной (D), силы тяжести прикрывающих пород (G) и силы растяжения (F), представляющей собой реактивную силу по отношению к D и G , так как сжатие без растяжения невозможно.

Образующиеся пять видов трещин отдельности (рис. 78) обозначаются буквами L , Q , S , K и D — по начальным буквам немецких слов.

Трещины L (от начальной буквы слова Lagerfläche — поверхность напластования) характеризуются горизонтальным или слабо наклонным положением, но не параллельным современной поверхности. По ним проходят аплитовые жилы, сингенетические с включающими их гранитами. Эти трещины обуславливаются тяжестью или нагрузкой прикрывающих пород. Под углом к ним развиваются трещины более позднего образования, параллельные земной поверхности, которые создают так называемую пластовую отдельность.

Трещины Q (Quer — поперек) проходят поперек складчатости. Это трещины разрыва, параллельные горообразовательному (складкообразовательному) давлению (стрессу), но наклоненные к плоскости L . Они пересекают породу на равных расстояниях. Так как трещины Q возникают вследствие растяжения (разрыва), то почти все они несут на себе минеральные корки или магматические жильные выполнения, которые указывают на образование их одновременно с включающим массивом. Цвет трещин Q почти всегда бурый. Все эти свойства противоположны для трещин S . На гладких поверхностях видны зеркала трения, как результат движения глыб гранита вдоль трещины.

Трещины S (по начальной букве слова Schieferfläche — поверхность сланцеватости) разбивают породу на тонкие слои, образуя сланцеватость. Они всегда менее ровны, чем трещины Q , часто изогнуты, простираются не так далеко, как Q , и почти никогда не несут минеральных выполнений. Цвет их светлый, в отличие от трещин Q . К трещинам S присоединяются новые трещины (пластовой отдельности и др.), тогда как к трещинам Q они не присоединяются.

Трещины K (по начальной букве слова Kopf — голова) находятся в фронтальной части выдавливаемого интрузива и ориентированы по направлению горообразовательного давления. Положение их вертикальное. Они являются трещинами растяжения под действием сил G и D .

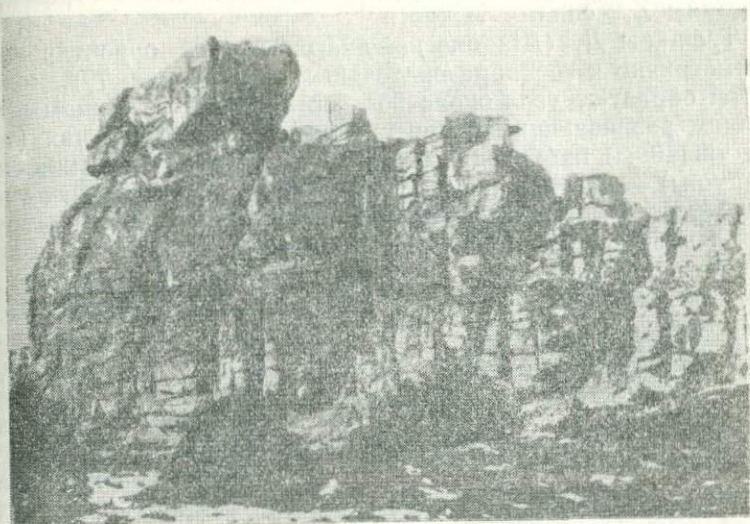


Рис. 76. Параллелепипедальная или квадратная отдельность в гранитах по Г. Клоосу.

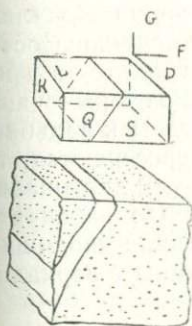


Рис. 77. Силы, вызывающие трещиноватость в гранитных батолитах по Г. Клоосу.

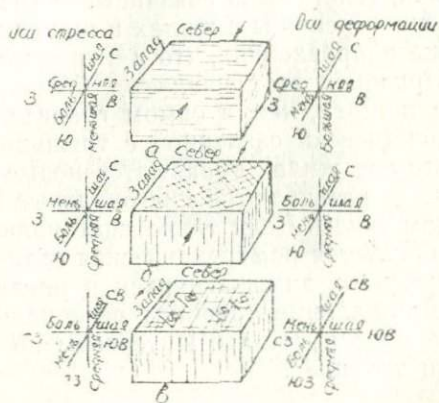


Рис. 78. Ориентировка трещин в гранитных батолитах по Г. Клоосу.

Трещины Q, S и K обуславливаются силами стресса, а трещины Z — силами тяжести.

Трещины D (Diagonal) — диагональные, ориентированы симметрично к горообразовательным силам (рис. 79), между собой образуют угол около 90° , соответствуя трещинам в металлах, развивающимся при сжатии. По одним из них (тонкие трещины) происходит скольжение, а по другим (широкие трещины) — растяжение и соответственно с этим одни из них заполняются магматическими породами легче, другие — труднее. Жилы эти имеют наклонное направление.



Рис. 79. Трещины в металлах, образующихся при сжатии по Г. Клоосу.

4. Четвертое положение, определяющее условия образования трещин в гранитах, сводится к тому, давно уже отмеченному Эд. Зюссом факту, что горообразовательные силы разлагаются и что различные компоненты их проявляются на данном участке земной коры последовательно. Это положение особенно важно потому, что оно выясняет происхождение поперечной складчатости, т. е. причины сокращения горного кряжа по его оси.

Выше рассмотрены условия образования трещин по большим интрузивным телам. Условия образования трещин в жилах, генетически связанных с гранитом, Клоос характеризует так: «Трещины в жилах и шлирах гранитов развиваются в тех же направлениях, что и в граните, но гуще, чем в нем самом. Причиной этому является большая мелкость зерна в жилах¹ и шлирах, чем в самом граните. Но кроме трещиноватости, генетически связанной с трещиноватостью в граните, в гранитных жилах образуются новые трещины, из которых чаще всего развиваются диагональные под косым углом к зальбандам жилы. Если такие диагональные жилы пересекаются, то образуется ромбоэдрическая отдельность. От этих диагональных жил, замыкающихся в пределах жилы, надо различать диагональные трещины регионального развития, выходящие за пределы жилы. Интересны по жилам трещины с зеркалами трения»².

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ОРИЕНТИРОВКА ТРЕЩИН В БОКОВЫХ ПОРОДАХ, ВМЕЩАЮЩИХ РУДНЫЕ ТЕЛА

Что касается пространственной ориентировки трещин в боковых породах, то она зависит от степени подвижности по-

¹ Автор имеет в виду аплитовые жилы; пегматитовые жилы, имеющие крупные зерна, дадут, понятно, более редкие и грубые трещины.

² Н. Cloos. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge, 1921.

роды. Если порода неподвижна, как например, золотоносный шток андезита в Венгрии, то трещины ориентируются перпендикулярно давящим силам, причем распределяются в породе неравномерно (рис. 58). Если же породы подвижны, то при слабой подвижности трещины ориентируются перпендикулярно или косо к напластованию, при сильной — почти параллельно (рис. 38), образуя седловидную жилу (рис. 25) или трещины расслоения (рис. 32).

Кроме степени подвижности пород, на ориентировку трещин влияет также направление сил при давлении. При одностороннем давлении пород трещины располагаются в складке так, как показано на рис. 62, а при двустороннем — как на рис. 63.

ЭКЗОГЕННЫЕ ТРЕЩИНЫ

К экзогенным трещинам относятся трещины охлаждения, усыхания и подмыва или выщелачивания.

Трещины охлаждения, или контракционные, образуются обычно в эффузивных породах и лучше всего здесь выражены (рис. 37). Они являются путями миграции растворов, идущих, главным образом, с поверхности Земли. Для гипогенных же растворов, т. е. растворов, идущих из недр Земли, они путями миграции обычно не служат, так как далеко удалены от очага.

Совершенно иную роль играют трещины охлаждения, образующиеся в интрузивных породах. По ним обычно мигрируют гипогенные растворы. Распределение таких трещин в интрузивных телах зависит от того, какой формы эти тела и как было направлено охлаждение — с поверхности или с боков.

Если интрузивные тела представляют собой штоки, как, например, гранитный шток в Цинвальде (Саксония), то трещины идут параллельно и перпендикулярно поверхности охлаждения (рис. 80) и образуется сеть оруденелых жил, которая называется штокверком¹.

Если же интрузивные тела имеют форму жил, то трещины в них идут перпендикулярно поверхностям охлаждения, т. е. зальбандам, образуя лестничные жилы. Такие жилы известны в Березовском золоторудном месторождении на Урале (рис. 27).

К трещинам охлаждения относятся, однако, не только образующиеся при охлаждении магматических масс, но и возникающие в породах после их солнечного нагрева, так

¹ Название это дано по форме оруденелого гранита в виде штоков, а слово «верк» означает, что этот шток может эксплуатироваться как руда. Позднее штокверком стали называть сеть жил, образовавшихся в зонах смятия пород или по трещинам сброса.

называемые инсоляционные трещины. При нагревании породы расширяются, а при охлаждении сжимаются и трескаются. Такие трещины не имеют пространственной ориентировки и не могут служить ориентиром при поисках оруденных пород.

Еще меньшую роль в оруденении играют трещины усыхания.

Все указанные экзогенные трещины можно назвать трещинами термического образования. Но в природе широко развиты также трещины химического образования, связанные с эндогенными и экзогенными процессами. Химические процессы совершаются под действием газов и вод, выделяющих

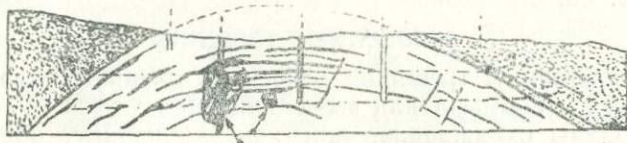


Рис. 80. Ориентировка трещин в гранитном батолите в Цинивальде (в Саксонии).

ся из магмы, и атмосферных агентов. Химические реакции в земной коре идут как с расширением, так и с сокращением объема минералов (см. табл. 17). Первые называются дилатационными, а вторые — контракционными.

Одни из указанных реакций связаны с гипогенными, а другие — с гипергенными процессами.

Ангидрит при огипсовании увеличивает свой объем на 60,30%. Торф при переходе в бурый уголь сокращается в объеме в 1,8 раза, а при переходе в каменный уголь — в 3,5 раза, т. е. 1 м пласта бурого угля соответствует 1,8 м торфа, а 1 м каменного угля соответствует 3,5 м торфа.

Приведенные данные показывают, что химические реакции могут значительно изменять объем и вызывать этим трещиноватость и складчатость пород. Некоторые ученые заметили даже, что не складкообразование порождает метаморфизм, а наоборот, метаморфизм порождается складкообразованием.

ВОЗРАСТ ТРЕЩИН И ЕГО РОЛЬ В РАЗВЕДКЕ И ОЦЕНКЕ ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Необходимо различать абсолютный и относительный возраст трещин. Абсолютный возраст определяется по геологическим периодам образования трещин, а относительный — по отношению к моменту оруденения их. При этом выделяют лорудные трещины, синхронные (одновременные с орудене-

Изменение объема в связи с химическими реакциями

Химические реакции, идущие с расширением объема (в %)	Химические реакции, идущие с сокращением объема (в %)
1. Серпентинизация оливина с выделением магнезита +29,96	1. Каолинизация, ортоклаза или микроклина —51,44
2. Серпентинизация оливина с выделением магнезита, магнетита и кварца +37,13	2. Гематитизация лимонита —37,78
3. Превращение ильменита в титанит +76,35	3. Гематитизация сидерита —49,11
4. Сидеритизация лимонита +22,27	4. Лимонитизация сидерита —18,22
5. Сидеритизация магнетита +101,20	5. Магнетитизация сидерита —50,32
6. Мартитизация магнетита +2,44	6. Грюнеритизация сидерита и кварца —32,53
7. Огипсование ангидрита +60,30	7. Доломитизация кальцита при процессе замещения —12,30
8. Доломитизация кальцита при присоединении MgO +75,41	8. Превращение лейцита в ортоклаз —38,57
9. Оталькование андалузита с образованием джибосита +97,67	9. Превращение нефелина в мусковит —38,46
10. Цеолитизация анортита с превращением в жисмондит +52,76	10. Превращение опала в кварц —22,81
11. Превращение граната-гроссуляра в эпидот, кальцит и кварц +40,88	11. Превращение роговой обманки в авгит —4,13
12. Превращение роговой обманки в биотит и эпидот +30,05	12. Превращение диаспора и кварца в силлиманит —18,52
13. Маргаритизация корунда +159,02	13. Превращение диаспора и магнезита в шпинель —40,39
14. Превращение корунда в джибосит +161,83	14. Превращение ортоклаза в мусковит и кварц —15,68
15. Превращение корунда в мусковит +264,25	15. Превращение ортоклаза или микроклина, кальцита и гематита в эпидот и кварц —38,73

Химические реакции, идущие с расширением объема (в %)	Химические реакции, идущие с сокращением объема (в %)
16. Цеолитизация от +19,95 до +30,19	16. Превращение пирита в магнетит —37,48
17. Уралитизация +4,30	17. Превращение джиббсита в диаспор —46,82
18. Отзалькование кианита с образованием джиббсита +124,71	18. Превращение джиббсита, кварца и поташа в мусковит —64,99
19. Амфиболитизация авгита +4,30	
20. Биотитизация авгита +17,26	

нием) и пострудные (или послерудные), обычно нарушающие залегание жил. От возраста оруденения зависит степень эрозии месторождения, а от степени эрозии — глубина природного вскрытия жил и, следовательно, горизонта, на котором шел рудообразовательный процесс. От глубины же рудообразования зависит та или иная ассоциация рудных элементов.

Кроме того, с глубиной уменьшается мощность жил, так как усиливается пластичность пород. Например, при оценке жил Нагольного кряжа геологи расходились в вопросе о возрасте, а в связи с этим и в вопросе о доступном в настоящее время горизонте жил. Возраст жил обычно определяется возрастом складчатости, так как большинство жил тесно связано со складкообразовательными процессами.

Возрастом рудообразовательных процессов определяются те особенности металлоносности районов, которыми обусловлено выделение металлогенических провинций. Признаки провинций А. Е. Ферсман объясняет не тем, что определенным геологическим периодам свойственны определенные породы руды и другие полезные ископаемые, а тем, что определенному возрасту отвечает определенный горизонт размыва.

Только различиями возраста и глубины эрозионного размыва определяется то, что молодые горные системы (альпийские) характеризуются полиметаллическими или, лучше сказать, эпitherмальными оруденениями, все герцинские горные системы — мезотермальными оруденениями, с характерной для них медью, а докембрийские системы — железными рудами гипотермального типа. Понятно, что степень эрозии различна даже в пределах одной и той же горной системы. Этим

объясняется частое нахождение в одной системе элементов из смежных жильных горизонтов.

В отличие от А. Е. Ферсмана, выделяющего металлогенические провинции только с позиций гидротермального оруденения, Ю. А. Билибин выделяет их и со стороны других генетических типов¹.

Наряду с трещинами в процессе оруденения принимают участие также различного рода пустоты и поры. Ниже даны характеристики генетических типов пустот и пор.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПУСТОТ И ПОР

По происхождению выделяются такие типы пустот и пор:

Первичные пустоты и поры

Промежутки между зернами.

Поверхности напластования.

Пузыри.

Пустоты в пемзе.

Миаролитовые пустоты.

Субмикроскопические поры.

Вторичные пустоты и поры

Образованные растворением.

Пещеры.

Жеоды.

Пустоты выщелачивания в жилах и пр.

Образованные движением.

Трещины сокращения от дегидратации, охлаждения, высыхания и т. д.

Пустоты, обязанные кристаллизационной силе.

Пустоты, возникшие вследствие напора растворов.

Пустоты, образованные более сильными напряжениями в земной коре (дислокационные трещины).

По размерам выделяются три группы пустот и пор:

Суперкапиллярные, в которых вода подчиняется обычным законам гидростатики.

Для воды при обыкновенной температуре суперкапиллярными являются трубки с внутренним диаметром больше 0,508 мм или щели шириной больше 0,254 мм.

Капиллярные, в которых вода не подчиняется законам гидростатики и находится под влиянием капиллярного притяжения. В этих пустотах вода из-за большого трения о стенки не может циркулировать так свободно, как в супер-

¹ См. последнюю главу в данной книге, посвященную этому вопросу.

капиллярных. Горячая вода движется в таких пустотах легче, чем холодная. Давлением можно заставить пройти сквозь капиллярные пустоты как горячие, так и холодные растворы.

Капиллярами считаются трубки с внутренним диаметром 0,508—0,0002 мм или щели шириной 0,254—0,0001 мм.

Субкапиллярные, в которых вода остается неподвижной, как бы закрепленной на стенках, и препятствует вхождению новых растворов. Циркуляция растворов в таких пустотах при обыкновенной температуре происходит чрезвычайно медленно.

К субкапиллярным относятся трубки с внутренним диаметром меньше 0,0002 мм и щели шириной меньше 0,0001 мм.

Растворы, находящиеся под достаточно большим давлением и при высокой температуре, могут проникать в породы и с субкапиллярными порами и производить в них замещение. Этот процесс замещения весьма широко распространен среди рудных месторождений пневматолитического и гидротермально-метасоматического генезиса.

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ, МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ ТЕЛ¹

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Рудоносные участки делятся по размерностям на рудные месторождения, рудные поля, рудные бассейны и металлогенические провинции.

Самой малой единицей считается рудное месторождение, затем идет рудное поле, охватывающее ряд месторождений, далее — металлогеническая провинция и рудный бассейн. По размерности металлогеническая провинция и рудный бассейн одинаковы, но провинция может охватить рудные поля различного генетического типа, а бассейн — только химически-осадочного.

Под структурой рудных полей понимается совокупность всевозможных нарушений, появившихся в породах в результате тектонических деформаций данного участка (поля) земной коры, которые обусловили в основном распределение сближенных и генетически родственных эндогенных месторождений. Здесь подчеркивается идея закономерности размещения продуктов минерализации на данной территории.

Под структурой рудных месторождений понимается совокупность тектонических нарушений данного участка земной коры, определяющих форму и условия локализаций

¹ Эта глава составлена преимущественно по работе В. М. Крейтера „О классификации структур рудных полей и месторождений“. „Советская геология“, 1941, № 6.

рудных тел. Здесь центральной темой исследования является установление происхождения формы рудных тел.

Под структурой рудных тел понимается совокупность отдельных элементов нарушений, обусловивших распределение продуктов минерализации внутри каждого рудного скопления. Здесь речь идет о вскрытии закономерностей в образовании рудных столбов и структурных условий распределения отдельных минеральных ассоциаций в рудном теле.

В большинстве случаев полевой практики понятия «рудное поле», «рудное месторождение» и «рудное тело» являются достаточно ясными и определенными, но теоретически четко разграничить их довольно трудно. В настоящее время лишь представления о рудном теле можно считать более или менее определенными, например, одна жила, одна труба.

В подавляющем большинстве месторождения состоят из нескольких рудных тел. Только в качестве исключения можно назвать месторождения, представленные одним телом, например, Коунрад (Казахстан), Березовское (Алтай), Актюс (Киргизия) и некоторые другие. Здесь термины «рудное тело» и «рудное месторождение» сливаются в одно понятие. Рудное поле включает площадь, на которой сгруппированы генетически родственные рудные месторождения. Практически размеры таких рудных полей составляют от 5 до 100 кв. километров. Это те площади, которые должны детально геологически изучаться в масштабе 1:10 000 или 1:5 000.

Рудные поля называются также рудными узлами, или группами. В Восточном Забайкалье, например, С. С. Смирновым выделены группы, которые по существу являются рудными полями: Кодаинская, Явленская, Кличкинская, Алгачинская, Акатуевская и др.¹ В Кара-Мазаре (Средняя Азия) В. М. Крейтер наметил в 1934 году шесть рудных узлов, или рудных полей: Такелийское, Окуртауское, Алтынтопканское, Алмалыкское и др.

Особенно четко разграничены понятия о структуре полей, месторождений и тел для таких минерализованных участков земной коры, в которых проявляется площадная (горизонтальная) зональность. В этом случае рудное поле нередко представляет собой как бы ореол минерализации вокруг одиночного интрузивного массива. Хорошим примером этого могут служить Алмалыкское (Кара-Мазар) и Кумыштагское (Таласский Ала-тау) рудные поля.

На 30 кв. километрах рудоносной площади Алмалыка имеются порфировые, магнетито-гематитовые, золоторудные,

¹ С. С. Смирнов. Некоторые данные о Нерчинских свинцово-цинковых месторождениях и предположения о разведках. „Известия Геол. ком.“, серия геол., № 1, 1925.

молибденовые, полиметаллические и другие месторождения. В большинстве случаев они резко отличаются друг от друга по своей структуре (в основном дорудной). Многие из перечисленных месторождений состоят из двух или нескольких рудных тел, которые в свою очередь в структурном отношении резко различны.

Вокруг Кумыштагского интрузива на площади в 100 кв. километров развиты пирротиновые, арсенипиритовые, полиметаллические и медные месторождения, совершенно отличные по своей структуре.

Как правило, большинство рудных провинций мира состоит из отдельных рудных полей, разьединенных обычно большими безрудными площадями. В пределах же рудных полей сгруппированы различные или однотипные месторождения, состоящие из нескольких рудных тел. Исключений из этого правила много, что вполне естественно в сложной природной обстановке. Иногда на обширной неминерализованной площади встречается однорудное тело. В этом случае понятия о рудном поле, месторождении и рудном теле сливаются воедино.

КЛАССИФИКАЦИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ¹

В настоящее время можно выделить шесть типичных структур рудных полей и месторождений.

- I. Складчатые («изгибные») структуры (флексуры).
- II. Разрывные структуры перемещения.
- III. Трещинные.
- IV. Комбинированные.
- V. Структуры протемагматической стадии дифференциации интрузивов.
- VI. Поздне- и постмагматические.

Каждая из приведенных групп делится в свою очередь на ряд подгрупп.

КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПИЧНЫХ ДОРУДНЫХ СТРУКТУР ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

I. Складчатые («изгибные») структуры

1. Рудные месторождения в изгибах шарниров складок и куполах. Сюда относятся седловидные залежи собственно Сокольного рудника на Алтае и оруденелые шарнирные зоны в сланцах Кадамджая в Средней Азии, а также в Кривом Роге. Из иностранных можно назвать золоторудное месторождение Бендиго в Австралии.

¹ Глава составлена по одноименной статье, напечатанной в „Советской геологии“, 1941, № 6.

2. Рудные месторождения в зонах межпластового скольжения и внутрипластового расланцевания. В этой группе происходят явления, порождающие потенциальные седловидные полости. К ней относятся месторождения, образовавшиеся внутри фактически существовавших или потенциальных полостей, возникших в процессе складкообразования, на контактах пластов и внутри них. К данной группе принадлежит, вероятно, большинство пластовых жил месторождений. Типичные из них: Явленско-Каразаргинские, Покровские и другие месторождения Восточного Забайкалья, Белоусовское, Березовское и другие на Алтае.

3. Рудные месторождения в «благоприятных» горизонтах. В этом типе месторождений в процессе складкообразования либо происходит внутрипластовое расланцевание, либо появляются трещины, которые нередко заполняются рудой. Но если сам пласт по своим физико-химическим свойствам легко реагирует с гидротермальными растворами, то он полностью может быть замещен, или импрегнирован рудными минералами. Оруденение получается уже не межпластовое или внутрипластовое, а просто пластовое. Такие пласты называют благоприятными для рудонакопления. Примером их являются Джезказган или Миргалымсай в Казахстане, «медистые» песчаники Родезии в Африке.

4. Рудные месторождения в зонах, связанных с диапировым протыканием одних пород другими. К такому типу структур относится Зыряновское месторождение на Алтае. Эта структура имеет явные переходы к разрывным структурам перемещения.

II. Разрывные структуры перемещения

Здесь относятся рудные месторождения в зонах крупных надвигов и сбросов и в связанных с ними зонах расланцевания и сколов. Практически здесь выделяют два типа структур: одни связаны с региональными надвигами (реже сбросами) больших амплитуд (сотни и тысячи метров), другие — с надвигами и сбросами малых амплитуд (менее 100 метров).

Представителей первого типа в СССР назвать нельзя; из иностранных месторождений сюда относится Мать-Жила в Калифорнии.

Примером второго типа может служить весь Кулундинский золоторудный район на Алтае, в частности жила Ретивая.

При полевом изучении всех этих структур необходимо учитывать их отличительные черты: выполнение истертым матери-

алом сбросовой полости, явления трещинообразования, сопряженные со сбросом, кливаж и т. д.

III. Трещинные структуры

Этот тип структур рудных месторождений делится на пять подтипов:

1. Рудные месторождения в трещинах скальвания. К этому подтипу относятся оруденения в трещинах односистемного скальвания (Октябрьский рудник Сталинского поля в Казахстане, Кер д'Элен в (США) и в трещинах сопряженного сказывания (месторождение Блак на Урале и Цана в Закавказье).

2. Рудные месторождения в трещинах разрыва. Примером этих месторождений могут служить месторождение Турлан (Кара-тау), Ононское (Восточное Забайкалье) и вообще все рубцовые трещины, которые образуются и при сжимающих стрессах и при стрессах растяжения.

3. Рудные месторождения, развивающиеся одновременно и в трещинах скальвания и в трещинах разрыва. Эти системы трещин образуются при сжимающих и вращательных стрессах. К месторождениям этого подтипа относятся Шершни на Южном Урале и Льяль-ягуа в Боливии.

4. Рудные месторождения в сложных трещинах, получившихся в результате кручения. Процессами кручения обусловлено кулисное расположение трещин. К этой группе принадлежат месторождения Бес-Тюбе в Казахстане, медное месторождение Бьют в штате Монтана в США, Пахука (или Пачука) в Мексике.

5. Рудные месторождения в зонах и участках развития кливажа и дробления пород. Этот тип структур широко известен и имеет много различных названий: зоны расланцевания, зоны сколов, сетчатые и др. Примером данного генетического типа могут служить Золотая горка на Сталинском руднике в Казахстане и многие золоторудные месторождения Урала.

IV. Комбинированные структуры

Этот тип рудовмещающих геологических структур делится на три подтипа:

1. Рудные месторождения в зонах пересечений разломов или рзломов и трещин. Этот подтип представляет всевозможные комбинации деформаций с разрывом сплошности пород (как с перемещением, так и без него). Примеров таких структур много: сюда относятся

полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья, трубы Тинтик в США и др.

2. Рудные месторождения в зонах пересечений складчатых и разрывных структур. Эти месторождения представляют собой комбинации разрывных и пластовых структур. Сюда относятся большинство полиметаллических месторождений в известняках, например, Мальцевско-Кильчинское, Спасской горы в Восточном Забайкалье, Ледвилль в штате Колорадо в США, флюоритовые месторождения Аурахмат, Амдерма и др.

3. Рудные месторождения в зонах контактов осадочных и активных интрузивных пород. Эти месторождения многочисленны во многих рудных округах мира. В СССР к ним можно отнести Минусинские медные и среднеазиатские шеелитовые месторождения.

V. Структуры протемагматической стадии дифференциации интрузивов

Этот тип структур состоит из двух подтипов:

1. Рудные пластовые месторождения стратифицированных интрузивов. Примерами данного подтипа являются месторождения Ловоозерских тундр, а из иностранных — Бушвельдский массив в Южной Африке.

2. Рудные месторождения в виде труб, гнезд и жилообразных тел в материнских интрузивах (Ловоозерские тундры). Сюда относятся медно-никелевые и платиноносные гортонолитовые трубы Южной Африки.

Характерно, что магматические рудные трубы часто располагаются на одной линии, как бы указывая на какую-то замаскированную позднемагматическую трещину.

VI. Поздне- или постмагматические структуры

Этот тип структур рудных месторождений подразделяется на два подтипа:

1. Рудные, преимущественно трубчатые и штокообразные месторождения в зонах предполагаемых минерализационных обрушений и газовых прорывов. Это оригинальные нарушения, напоминающие оседание пород под влиянием силы тяжести. Одни авторы (например, Локк) считают их минерализационными обрушениями, другие (Эммонс, Ферсман) — газовыми прорывами, третьи (П. Вагнер) — «шлейфами» пустот — пузырями в магме.

Не вдаваясь в анализ этих гипотез, можно утверждать, что подобные явления в природе существуют и что они обус-

ловили оригинальные структуры (обрушения? оседания?). В СССР этот тип структур не изучен, но предположительно к нему относятся некоторые медно-порфировые месторождения, например, Алмалык в Средней Азии (по данным А. В. Королева). Особенно характерны медные и медно-молибденовые трубы в Мексике и касситеритоносные трубы в гранитах Тасмании, Австралии, Южной Африки.

2. Рудные месторождения в системах трещин, характерных только для магматических пород. Этот подтип охватывает трещины, свойственные только интрузивным массивам. Генетически эти трещины могут быть лишь трещинами скола или разрыва, но происхождение их связано с некоторыми явлениями в магме. Наиболее типичными в этом отношении являются трещины, образовавшиеся вследствие влияния пластового и линейного течения в магме. Примером могут служить трещины Буденновской площади (Сталинское золоторудное месторождение в Казахстане), а наиболее эффективным — оловорудные флечы Цинвальда (Германия). Вопрос о том, куда относить структуры, связанные с образованием фузивных месторождений или выполненных рудой перистых трещин в контактовых зонах интрузий, остается спорным.

В. И. Смирнов¹ делит рудовмещающие геологические структуры на следующие 6 групп и 20 типов.

I группа. Рудные тела в согласных структурах осадочных толщ:

1. В шарнирах складок.
2. Во флексурах.
3. В зонах межпластовых срывов и дробления.
4. В пластах «благоприятных» пород.
5. Под водонепроницаемыми экранами.

II группа. Рудные тела в секущих структурах крупных разломов:

6. В надвигах.
7. В сбросах и сдвигах.

III группа. Рудные тела в секущих структурах тектонических трещин:

8. В трещинах разрыва.
9. В трещинах односистемного скола.
10. В трещинах двухсистемного скола.
11. В трещинах двухсистемного скола и разрыва.
12. В трещинах оперения.
13. В зонах трещиноватости.

¹ В. И. Смирнов. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. 1954, стр. 90.

IV группа. Рудные тела в структурах контактов изверженных пород:

14. В контактах согласных интрузий.

15. В контактах секущих интрузий.

V группа. Рудные тела в комбинированных структурах:

16. На пересечении трещин с «благоприятными» горизонтами осадочных пород.

17. На пересечении различных трещин.

VI группа. Рудные тела в структурах магматической и ранней постмагматической стадии формирования интрузивов:

18. В структурах расслоения.

19. В структурах последовательных инъекций.

20. В структурах течения.

Перейдем к вопросу геоструктурного районирования территории Советского Союза, так как геоструктурными особенностями в значительной степени определяется вещественный состав месторождений.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ И ГЕОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СССР

При рассмотрении геохимического районирования СССР по данным А. Е. Ферсмана мы видели, какую роль играет в этом вопросе тектоника: с областями платформ или щитов связаны одни полезные ископаемые, с горными кряжами или геосинклинальными областями — другие. При этом в распределении химических элементов в горных кряжах большую роль играет также возраст кряжей. Например, полезные ископаемые герцинского возраста отличаются от полезных ископаемых альпийского возраста.

Все указанные различия в вещественном составе областей связаны с различиями их геологического строения. Платформы, как жесткие участки земной коры, скрытые под мощными (в 1 1/2—2 км) покровами нормальных осадочных пород, представляют интерес только своей осадочной толщей. В прикрывающих породах платформы развиты такие полезные ископаемые, как угли (бурые, так как они не претерпели метаморфизма), железные руды осадочного образования, фосфориты, огнеупорные и неогнеупорные глины, пески. Короче говоря, цветных и редких металлов в них нет; они обычно тесно приурочены к горным кряжам. Горные кряжи, как области, подвергшиеся сильным тектоническим деформациям, характеризуются большим развитием интрузивных процессов, а с последними обычно связано рудообразование. Горные кряжи, как наиболее доступные для исследований благодаря эрозионным процессам, вскрывшим их недра, являются теми областями, в которых зарождалась горная про-

мышленность. По образному выражению А. Е. Ферсмана, горная промышленность спускается с гор на равнины.¹

Кроме платформ и горных кряжей, выделяют еще щиты и предгорные впадины. Щитами называются части платформ, лишенные или почти лишенные осадочного покрова. К ним относятся Балтийский и Украинский щиты в Европе, Анабарский и Алданский — в Сибири. Предгорные впадины, как показывает само название, окаймляют горные кряжи. Для них характерна переходная форма от горных кряжей к платформам. Наиболее распространены здесь месторождения нефти и соли (последняя в виде мощных штоков и куполов).

Как видим, первое геологическое деление территории СССР должно быть проведено по крупным тектоническим единицам, а более дробное — по различным мелким тектоническим элементам — по форме складок, густоте трещин, характеру смещений — горизонтальных (от сжатия) или радиальных (от разрыва и тяжести) и т. д.

В советской геологической литературе, говорит А. Н. Мазарович², имеется три новейших сводки тектонического материала по СССР. Первая принадлежит М. М. Тетяеву, вторая — Д. В. Наливкину, третья — А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому.

М. М. Тетяев назвал свою сводку «Классификационной картой складчатых зон СССР», на которой он показал лишь области докембрийской, каледонской, герцинской и альпийской складчатостей. Складчатость мезозойского возраста им не выделяется, что сильно затушевывает крупнейшие черты структуры, особенно в восточной части Союза.

Карта Д. В. Наливкина представляет собой формальное районирование, ибо границы между отдельными тектоническими районами проведены искусственно.

А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский построили свою карту совершенно иначе. Они показывают области последней геосинклинальной складчатости, различая докембрийские и палеозойские плиты, области мезозойской складчатости и альпийские геосинклинальные. Кроме того, на плитах в областях складчатости ими обозначена глубина залегания складчатого фундамента под покровом более новых осадочных пород. Иначе говоря, на карте отображается мощность горизонтального осадочного покрова, что придает ей структурный и интересный вид. На ней показаны главнейшие простирания наиболее молодых складчатостей, причем условными знаками

¹ А. Е. Ферсман и Б. И. Коган. Минеральное сырье зарубежных стран, 1947, стр. 11.

² А. Н. Мазарович. Основы геологии СССР, 1938, СНИИ ИКТП СССР.

отмечено также существование складчатых комплексов, более древних, чем тот, цветом которого закрашены тектонические области.

Недостатками этой карты, говорит А. Н. Мазарович, надо признать то, что на ней не обозначено простираение древних складчатостей, слишком широко распространены альпийская складчатость на Памире и мезозойская в Забайкалье и Монголии.

На основе карты Архангельского и Шатского построил свою карту Н. М. Страхов¹, который выделяет такие главнейшие геоструктурные единицы:

I. Платформы или области докембрийской складчатости со следующими подразделениями:

А. Выступы докембрийского фундамента.

1. Выходящие на дневную поверхность или прикрытые четвертичными отложениями.

2. Прикрытые маломощным чехлом палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород.

Б. Впадины складчатого докембрийского фундамента.

1. Со значительной мощностью площади постальгонских пород.

2. С очень большой мощностью площади постальгонских пород.

3. Гипотетическая платформа.

II. Каледониды, или области нижнепалеозойской складчатости.

1. Выступы складчатого фундамента на поверхность.

2. Впадины складчатого фундамента.

III. Герциниды (варисциды), или области верхнепалеозойской складчатости.

1. Выступы складчатого фундамента на поверхность.

2. Впадины складчатого фундамента.

IV. Альпиды, или области мезозойской и кайнозойской складчатости.

1. Области, где складчатость закончилась в главных чертах в мезозое.

2. Области, где складчатость приходится на кайнозой:

а) складчатые структуры — резко выраженные;

б) «междугорья» со слабым проявлением альпийской складчатости;

в) предгорные впадины перед альпийскими складчатыми структурами (главным образом, глубоко отогнутые краевые зоны платформ).

¹ Н. М. Страхов. Основы исторической геологии. Гос. издат. геол. литературы, 1948.

3. Складчатые массивы, возраст и природа которых не выяснены.

4. Область сиалической зоны под океанами.

5. Область сиалической оболочки (под Тихим океаном)

В. В. Белоусов говорит, что тектоническое районирование является классификацией участков земной коры по признакам их строения и истории структурного развития¹. Классификация геоструктурных зон имеет, кроме теоретического, очень большое практическое значение, ибо с характером структурного развития района тесно связано формирование тех или иных полезных ископаемых. Поэтому правильно составленная геотектоническая схема может лечь в основу прогноза распространения различных групп полезных ископаемых. Возьмем за основу тектоническую схему Архангельского и Шатского.

На ряду с различиями тектонических структур наблюдаются и петрографические различия районов. Весьма интересную сводку распределения во времени основных и ультраосновных пород в СССР дает С. П. Соловьев¹. Он говорит, что площадь докембрийских основных и ультраосновных магматических пород достигает почти 18% общей площади, занимаемой указанными породами в СССР, причем характерной чертой для докембрия является, то, что к нему приурочена главная масса анортозитов (лабрадоритов — И. Т.).

Действительно, петрологические исследования показали, что в ряде мест Украины, а также в пределах Балтийского щита тела анортозитов образовались, как правило, в докембрийское время. Такое же положение с анортозитами наблюдается в Финляндии, Норвегии, Швеции. Анортозитовые тела известны также в Сибири, в частности в Прибайкалье, причем все они считаются докембрийскими. Большинство анортозитовых массивов за пределами Советского Союза также является докембрийским; особенно это касается больших тел анортозитов. В качестве примера можно назвать лабрадориты Северной Америки, в частности полуостров Лабрадор, Нью-Фаундленда, Канады, штата Нью-Йорк.

В палеозойскую эру в СССР возникло большинство интрузивных тел основного и ультраосновного характера, о чем свидетельствуют многочисленные материалы, относящиеся к магматической деятельности в каледонской и варисской (герцинской) складчатых зонах. Данные соответствующих

¹ В. В. Белоусов. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.

² С. П. Соловьев. Особенности распределения во времени основных (и ультраосновных) интрузивных пород в СССР. Записки Всесоюзного минералогического общества, 1952, № 3.

подсчетов показывают, что на основные и ультраосновные интрузивные породы палеозойского возраста приходится около 60% всей площади, занимаемой указанными породами в Советском Союзе.

Широко распространены упомянутые породы на Урале. Здесь среди основных интрузивных пород преобладают габбро и нориты, а среди ультраосновных — перидотиты, площадь распространения которых почти в 90 раз больше площади дунитов. Пироксениты по своей распространенности на Урале занимают промежуточное положение между перидотитами и дунитами. Многие из массивов этих пород расположены в виде двух значительных по протяженности полос — западной и восточной, — идущих более или менее параллельно Уральскому хребту и отличающихся друг от друга рядом особенностей.

Интрузивные тела западной полосы представлены преимущественно породами из группы габбро, а среди менее распространенных здесь ультраосновных пород преобладают дуниты и пироксениты. В восточной полосе габбро распространены слабо, а главную роль играют перидотиты (особенно гарцбургиты), причем пироксениты и дуниты имеют подчиненное значение.

Основные и ультраосновные интрузии палеозойского возраста встречены в Казахстане, на Алтае, в Западной Сибири и в некоторых других местах Советского Союза, в том числе в пределах Большого Кавказа.

На Кавказе среди основных и ультраосновных пород можно условно выделить две возрастные группы: досреднекарбонную и верхнепалеозойскую (средний карбон и пермь).

В Сибири в конце палеозоя началось образование на широких пространствах траппов.

В мезозойскую эру возникло значительно меньше интрузий основных и ультраосновных пород, чем в палеозойскую. В начале мезозоя продолжалось образование сибирских траппов, возникновение которых, как указывалось выше, началось в конце палеозоя. Таким образом, громадная масса траппов в пределах Сибири сформировалась на грани двух эр — палеозойской и мезозойской. Траппы в Сибири известны не столько в интрузивных, сколько в эффузивных залежаниях, причем площадь, занимаемая ими, равна около 1,5 млн. квадратных километров. Интрузивные траппы относятся к оливиновым разностям, а эффузивные — к безоливиновым.

В юрский и меловой периоды возникновение интрузий наблюдалось в ряде районов Советского Союза, но главная масса их имела кислый (местами средний) характер, и только очень ограниченная часть представлена основными поро-

дами. В качестве примера укажем Кавказ и Дальний Восток, где довольно широко проявилась в юрский и меловой периоды магматическая деятельность. В это время сформировались многие интрузии, преимущественно гранодиоритов и близких к ним пород, но местами отмечено образование основных интрузий. Так, в Главном Кавказском хребте установлены интрузивные породы юрского и мелового возрастов. Среди последних следует отметить диабазы, залегающие обычно в виде даек, значительная часть которых располагается в виде поясов (например, Казбекского и Кахетинского). Диабазовые дайки в Главном Кавказском хребте установлены как древние, так и молодые (нижнелейасовые).

Интрузивная деятельность во вторую половину мезозоя имела место также на Дальнем Востоке. Среди возникших здесь многочисленных интрузий большая часть имеет кислый или средний состав. Основные интрузии небольших размеров. Огромный пояс серпентинитов, простирающийся от Малакки на остров Борнео и дальше — к Филиппинам, Тайвану и Японии некоторыми исследователями определяется как меловой.

В течение кайнозойской эры интрузивная деятельность проявилась только в некоторых районах СССР и то почти исключительно в третичное время.

Главная масса молодых интрузий по своему составу является кислой (отчасти средней) и только небольшая часть (единицы процентов) представлена основными и ультраосновными породами, к которым относится небольшой пояс, прилегающий от северного побережья озера Севан по направлению к Горному Карабаху. Возраст этой интрузии — верхнемеловой и верхнеэоценовый. К западу от озера Севан, в Памбакском районе, в это время сформировался ряд интрузивных тел, среди которых развиты габбро и пироксениты.

В миоцене в пределах Малого Кавказа происходила довольно интенсивная интрузивная деятельность, причем небольшой ряд интрузивных тел является основным или ультраосновным. Формирование интрузий в третичное время наблюдалось и в пределах Большого Кавказа, в частности в районе Минеральных Вод, но, как правило, они имеют кислый или средний состав.

В течение верхнего эоцена и нижнего олигоцена в Азербайджанской ССР имели место небольшие интрузии габбро, пикритов и др.

В Грузинской ССР образовались интрузии основных пород в палеогеновый период.

На Дальнем Востоке на границе верхнего мела и палеогена, а также неогена встречены небольшие тела основных пород.

Приведенный материал о распределении основных и ультраосновных интрузивных пород во времени в пределах Советского Союза дает основание говорить, что они далеко не одинаково распределены по эрам и периодам, причем главная масса их приурочена к палеозою, т. е. к периодам каледонской и герцинской складчатости. Поскольку же эти складчатости имели по несколько фаз, а каждая фаза сопровождалась интрузиями, для понимания процессов оруденения, их возобновления необходимо знать фазы орогенезов.

Для Евразии М. К. Коровин дает такую геотектоническую шкалу (табл. 18.).

Мы рассмотрели геоструктурное или, вернее, геотектоническое районирование земного шара. Но, кроме этих крупных тектонических единиц, большое значение для понимания условий образования рудных тел и их формы имеют структуры более мелких участков земной коры. Сюда относятся металлогенические провинции, рудные пояса, рудные поля, рудные месторождения и, наконец, рудные тела. Границы между этими оруденелыми участками земной коры проводятся условно и определяются разными авторами по-разному. Некоторые авторы (А. Г. Бетехтин) считают рудное месторождение составной частью рудного поля, а последнее — частью металлогенической провинции, другие (Н. П. Семенов и криворожские геологи), наоборот, рудное поле рассматривают как составную часть рудного месторождения, как шахтное поле и даже как рудное тело.

А. Г. Бетехтин в работе «К вопросу об изучении рудных месторождений» (1939, стр. 10) рудное поле определяет как часть металлогенической провинции. «Рудные поля, — говорит он, — должны являться какими-то составными частями данной металлогенической провинции, образование которой связано с определенной металлогенической эпохой. Для эндогенных месторождений под рудным полем в этом случае следовало бы подразумевать всю совокупность месторождений, генетически связанных с каким-либо данным массивом изверженных пород, вскрытым на поверхности или залегающим вблизи нее. В образованиях осадочного происхождения под рудным полем надо понимать совокупность месторождений, сосредоточенных в каком-либо бывшем водном бассейне».

Кроме рудных полей, А. Г. Бетехтин выделяет еще рудоносные участки, под которыми понимает группы рудных тел, связанных с определенными геологическими особенностями вмещающего массива. «Строение (структура) рудного поля, — пишет он, — в каждом отдельном случае будет выражаться в том или ином расположении группы рудных тел (рудоносных

Таблица 18

Геотектоническая шкала Евразии
(по М. К. Коровину)

Стратиграфическая шкала		Геотектоническая шкала		
Эры	Периоды	Периоды диастрофизма	Геотектонические периоды	
Кайнозой	Четвертичный			
	Неоген	Альпийский	Альпийский (кайнозойский)	
	Палеоген			
Мезозой	Мел	Лярамийский		
	Юра	Иеншаньский	Тихоокеанский (мезозойский)	
	Триас	Индосинийский		
Палеозой	Пермь	Позднепалеозойский	Варисский	
	Карбон	Среднепалеозойский		
	Девон	Каледонский	Каледонский (силурийский)	
	Силур	Алтайский		
	Кембрий		Позднесалаирский	Салаирский (кембро-ордовичский)
			Раннесалаирский	
Протерозой	Поздний	Скандинавский	Позднепротерозойский	
	Средний	Мрасский	Среднепротерозойский	
	Ранний	Карельский	Раннепротерозойский	
Архезой	Поздний	Свеко-Фенский	Ботнийский	
	Ранний	Саамский	Катархейский	

участков) в зависимости от геологического строения или тектоники вмещающего массива» (там же, стр. 6).

В коллективном же учебнике «Курс месторождений полезных ископаемых» (2-е изд., под ред. А. Г. Бетехтина и П. М. Татаринова, 1946 г.) понятия «месторождение», «рудное поле» и «металлогеническая провинция» слиты в одно и дается следующее определение месторождения (стр. 13): «Месторождением полезного ископаемого называется такое скопление минерального вещества, образовавшееся в земной коре под влиянием тех или иных природных процессов, которое в качественном и количественном отношении пригодно для использования в промышленности».

Понятно, что определение месторождения только как скопления минерального вещества, без указания размерности участка, геологической структуры и запаса, обеспечивающего работу рудника или карьера в течение амортизационного срока, неверно.

А. Н. Заварицкий в работе «О классификации магматических рудных месторождений» так определяет рудное месторождение: «Рудное месторождение представляет геологическое образование, в котором концентрация того или иного элемента значительно более повышена, чем в окружающих его породах»¹.

Эта формулировка более удачна, но в ней не отмечено, что содержание элемента должно соответствовать промышленным требованиям, а также не указана размерность поля оруденения.

На стр. 470 коллективного учебника под редакцией А. Г. Бетехтина и П. М. Татаринова дается определение угольного месторождения: «Под месторождением угля понимается накопление угленосных отложений с подчиненными их залежами угля, занимающее определенный объем в осадочной толще земной коры». Эта формулировка страдает полной неопределенностью. Еще менее удачна формулировка понятия угленосного бассейна (там же, стр. 470): «Под угленосным бассейном в практическом отношении чаще всего понимают современные контуры угленосных площадей, единство происхождения которых считается более или менее установленным, и которые в геологическом отношении представляют тела определенной формы».

Таким образом, получается, что бассейн — это понятие не геологическое, а геометрическое (контуры), кроме того, неясно, что понимать под телами определенной формы.

Н. П. Семенов рассматривает рудное поле как часть рудного месторождения, определяемую теми или иными структурными особенностями.

¹ «Известия Геол. ком.», 1926, т. 45, № 2, стр. 67.

Однако чисто структурное расчленение оруденелых участков земной коры, говорит В. М. Крейтер¹, невозможно, только представление о рудном теле можно считать более или менее определенным, — например, одна жила, одна труба. Поэтому мы остановимся на промышленном принципе расчленения рудоносных участков: к рудным месторождениям будем относить оруденелые участки с запасами, обеспечивающими рентабельную эксплуатацию их одной шахтой или одним карьером в течение амортизационного срока; участки же, состоящие из нескольких родственных рудных полей, будем называть рудными поясами, а из нескольких поясов — металлогеническими провинциями. С этой точки зрения месторождениями железных руд в Кривом Роге можно называть участки рудников им. Ленина, Дубовая Балка, им. Фрунзе и др., полями или поясами — совокупности месторождений по рекам Саксагань, Желтая, Ингулец, а все криворожское оруденение — Большой Кривой Рог — можно называть металлогенической провинцией.

¹ В. М. Крейтер. О классификации структур рудных полей и месторождений. «Советская геология», 1941, № 6.

РАЗДЕЛ III

РУДООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

ВВЕДЕНИЕ

Рудообразовательные процессы тесно связаны с породообразующими, ибо рудные минералы являются составной частью горных пород и рудообразование сводится к отделению рудных минералов от нерудных и скопленю их с образованием руды¹. Как и образование пород, рудообразование протекает тремя генетическими путями — магматическим, осадочным и метаморфическим, или, лучше сказать, магматогенным, седиментогенным (осадочным) и метаморфогенным, хотя не всякий магматический, осадочный и метаморфический путь ведет к рудообразованию.

На этом принципе построены все современные классификации рудных месторождений, отличающиеся друг от друга лишь в деталях. Самой старой у нас является классификация В. А. Обручева, предложенная им еще в 1928 г. и с тех пор используемая при поисковых и разведочных работах. В последнее время в нее вносятся коррективы, подчас недостаточно обоснованные. Эту классификацию мы и возьмем за основу.

КЛАССИФИКАЦИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ДАННЫМ В. А. ОБРУЧЕВА И КРИТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ К НЕЙ

А. Месторождения глубинные (эндогенные)

- | | | | |
|------------------|---|---------------------|--------------------|
| I. Магматические | { | 1. Эвмагматические: | а) сегрегационные, |
| | | 2. Инъекционные. | б) ликвационные. |
| | | 3. Пегматитовые. | |

¹ Под рудой понимаются минеральные массы, из которых могут быть извлечены металлы на экономически выгодных условиях и которые состоят из рудных и нерудных минералов.

II. Эманационные { 1. Контактные.
2. Пневматолитовые.
3. Эксудаты и сублиматы.

III. Гидротермальные { 1. Гипотермальные. а) заполнения пустот;
2. Мезотермальные. б) метасоматические.
3. Эпитермальные.

Б. Месторождения поверхностные (экзогенные или выветривания)

1. Осадочные.
2. Инфильтрационные.
3. Остаточные.
4. Обломочные или россыпи.

В. Месторождения измененные (метаморфические)

1. Пирометаморфические.
2. Динамометаморфические.
3. Гидатометаморфические.

Недостатком этой классификации некоторые геологи считают отнесение контактных месторождений к эманационным.

Д. С. Коржинский рассматривает эманационные месторождения как гидротермальные образования, ибо в скарнах, являющихся контакт-метасоматическими породами, роль газовых компонентов в составе минералов весьма незначительна.

А. Н. Заварицкий возражает против отнесения пегматитовых месторождений к магматическим, считая их метасоматическими образованиями.

А. Г. Бетехтин объединяет пегматиты с пневматолитами.

И. И. Танатар¹ возражал против группы метаморфических, так как метаморфизм кислородных руд — железа, марганца, алюминия — приводит к разубоживанию их в связи с превращением в силикаты или в нерудные ископаемые (корунд вместо боксита), сернистых же не создает, а только обогащает.

Небольшие погрешности кроются в отделении сегрегационных месторождений от ликвационных, так как сегрегация (от латинского *segregare* — отделять) охватывает и ликвационные и кристаллизационно-дифференцированные месторождения.

¹ И. И. Танатар. Теоретические основы учения о рудных месторождениях, Гостехиздат УССР, 1950.

Е. Е. Захаров исключает из классификации В. А. Обручева остаточные, обломочные и инфильтрационные месторождения, считая, что обломочные образовались двойко — как продукты выветривания и как типичные осадочные образования. К продуктам же выветривания Е. Е. Захаров относит только делювиальные и элювиальные россыпи, а аллювиальные и морские — к группе осадочных.

Надо сказать, что продукты выветривания охватывают более широкий диапазон осадков: к ним могут быть отнесены не только нерастворимые, но и растворимые, а также инфильтрационные. Поэтому предлагаемое автором разделение продуктов выветривания на осадочные и собственно выветривания нельзя считать целесообразным.

Другая принятая у нас классификация рудных месторождений — А. Г. Бетехтина. В принципе группировка процессов в ней та же, что и в классификации В. А. Обручева, но пегматитовые месторождения выделены из магматической в пневматолитовую стадию; эвмагматические месторождения заменены протоматматическими, а инъекционные — гистеромагматическими.

Гидротермальные месторождения разделены только на три горизонта, но не дано деления на секреторные (или заполнения пустот) и метасоматические (или замещения). Контактные же месторождения отнесены, как и у В. А. Обручева, к пневматолитовым, а не к гидротермальным, как относят их Д. С. Коржинский или Н. Н. Курек. Экзогенные месторождения А. Г. Бетехтин делит на месторождения выветривания и осадочные, тогда как В. А. Обручев месторождения выветривания не выделяет в подчиненную группу, а подчиняет им осадочные месторождения, что надо считать более правильным.

Группу метаморфогенных месторождений автор разделяет на метаморфизованные и метаморфические. Под метаморфогенными, однако, надо понимать такие месторождения, которые формируются при метаморфизме, а они относятся к двум предыдущим генетическим группам. Поэтому эта группа не имеет основания для самостоятельного существования.

Недавно Е. Е. Захаров в работе «К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых»¹ дал свою классификацию, причем не только рудных, но и нерудных месторождений. Как и В. А. Обручев, он выделяет те же основные три группы: глубинного, поверхностного и метаморфического генезиса. Но дробные деления этих групп у

¹ См. «Известия АН СССР», серия геологическая, 1953, № 5.

Е. Е. Захарова иные, чем у В. А. Обручева, так как эманационные и гидротермальные месторождения он объединил в одну группу постмагматических, считая невозможным разделить их друг от друга.

Собственно магматические месторождения автор делит по группам пород, в которых появляются полезные ископаемые (он объединяет рудные и нерудные ископаемые). В эту группу входят месторождения в ультраосновных, основных, кислых и щелочных породах, в пегматитах. Все эти группы Е. Е. Захаров делит на формации¹.

В группу постмагматических он ввел месторождения:

- 1) в интрузивных массивах;
- 2) в телах жильных магматических пород;
- 3) в зонах контакта гранитовых, сиенитовых и гранодиоритовых интрузивов;
- 4) в складчатых структурах, сложенных осадочными и изверженными породами;
- 5) в складчатых структурах, сложенных осадочными породами.

Все эти группы делятся на формации.

Месторождения поверхностного генезиса автор делит на две большие группы: выветривания и осадочные.

Группа выветривания делится на следующие подгруппы: 1) «в шляпах» на месторождениях; 2) «в корях» выветривания на горных породах; 3) в зонах инфильтрации поверхностных вод, лежащих часто под «шляпами» и «корями» выветривания; 4) в элювиальных и делювиальных накоплениях. Все эти подгруппы разбиваются на формации.

Группа осадочных месторождений делится на такие подгруппы: 1) среди аллювиальных и ледниковых отложений; 2) среди морских отложений; 3) среди прибрежно-морских и лагунных; 4) среди озерных и болотно-озерных; 5) среди отложений источников; 6) среди отложений вулканических выбросов.

Каждая из этих подгрупп делится на формации.

Группу месторождений метаморфического генезиса Е. Е. Захаров делит на такие подгруппы: 1) в гнейсах и метаморфических сланцах; 2) в конгломератах, песчаниках и кварцитах; 3) в карбонатных породах; 4) в вулканогенных породах; 5) в серпентинитах.

Все эти подгруппы разбиваются на формации.

Как видно из приведенного, классификация Е. Е. Захарова очень сложная, она занимает 10 журнальных страниц.

¹ Под формациями понимаются характерные парагенетические группировки минералов.

Помимо громоздкости, недостатком ее является подчинение геологических процессов конечным результатам. Так, автор не выделяет гидротермальных месторождений, которые никем не оспариваются, пневматолитовых, хотя роль газов при грейнезинизации и пегматитообразовании несомненна. Он также не расчленяет магматические месторождения по роду их образования — ликвационным или кристаллизационным путем. Поэтому классификация Е. Е. Захарова не улучшила классификацию В. А. Обручева. Если же принять во внимание неправильное отделение автором осадочных месторождений от месторождений выветривания; отнесение россыпей к группе осадочных, хотя некоторые из них, т. н. элювиальные, должны быть отнесены к месторождениям выветривания; отнесение песков к метаморфическим породам и ряд других неправильных положений, — то нельзя признать эту классификацию шагом вперед.

В основу своей классификации месторождений полезных ископаемых Е. Е. Захаров кладет «различия в геологических условиях их залегания», ибо «в образовании и локализации послемагматических месторождений, — пишет он, — решающее значение имеют геотектонический и литологический факторы»¹. Однако чисто геологические факторы, без геохимических, не могут дать генетическую характеристику месторождений.

Следует сказать, что вопрос о роли тектоно-магматических комплексов в классификации месторождений полезных ископаемых был раньше развит И. Г. Магакьяном. Он выделил семь главных типов тектоно-магматических комплексов со специфическим оруденением, а именно: 1) доскладчатые эффузивно-осадочные комплексы с субвулканическими интрузиями; 2) доскладчатые интрузии габбро-перидотитов; 3) раннескладчатые интрузии основных пород; 4) раннескладчатые интрузии гипербазитов; 5) раннескладчатые интрузии умеренно-кислых пород; 6) позднескладчатые интрузии гранитоидов и щелочных пород.

Первые пять типов развиваются во внутренних зонах, шестой — во внешних зонах геосинклинальных областей, а седьмой — в молодых прогибах и разломах, нередко вдоль края платформы.

Помимо общих генетических классификаций, имеются также классификации по отдельным генетическим процессам: по магматическим процессам — классификация А. Н. Зава-

¹ Е. Е. Захаров. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. «Известия АН СССР», серия геологическая, 1953, № 5, стр. 61.

рицкого¹, по гидротермальным в последнее время появились две классификации: Ф. И. Вольфсона² и Х. М. Абдуллаева³.

А. Н. Заварицкий в работе «О классификации магматических рудных месторождений» выделяет две большие группы: 1) ликвационные с подразделением на собственно ликвационные и синтекктически-ликвационные и 2) кристаллизационные с подразделением на аккумулятивные, образовавшиеся при выделении рудных минералов раньше нерудных, и фузивные, когда рудные минералы выделились после нерудных, так называемых породообразующих минералов.

Фузивный тип, как менее удачный термин, А. Г. Бетехтин назвал гистеромагматическим (от греческого слова гистерон — запоздалый, так как рудный минерал запоздал с кристаллизацией по отношению к нерудным минералам).

Что касается классификации гидротермальных процессов, то ее нельзя считать удачной, так как она исходит только из геоструктурных позиций. Так, Х. М. Абдуллаев в качестве классификационных параметров берет удаленность магматического очага от месторождения, выделяя также месторождения: 1) интрузивной зоны, т. е. развивающиеся вглубь интрузии (сюда относятся месторождения грейзена); 2) склоинтрузивной, или неудаленной зоны; 3) надинтрузивной, или среднеудаленной зоны и 4) безинтрузивной, или удаленной от интрузива зоны. Каждую из указанных групп он классифицирует, беря за основу такие параметры: 1) характерные формации; 2) геологическое положение; 3) общую геологическую обстановку образования месторождения; 4) отношение к пликвативным структурам; 5) отношение к дизъюнктивным структурам; 6) форму и размеры рудных жил; 7) главный минералогический состав с подразделением по главным рудным и нерудным минералам; 8) текстуры и структуры руд; 9) типы околожильных изменений.

Как видно из приведенных параметров, классификация дана без учета действующих рудообразовательных агентов.

Еще менее удачна классификация Ф. И. Вольфсона. В ней за основу берется связь оруденения только с дайковыми формациями, между тем гидротермальные процессы меньше всего связаны с дайками, а больше с батолитами, лакколитами, эффузиями. Автор, исправляя классификацию американского ученого В. Эммонса, который все гидротер-

¹ А. Н. Заварицкий. О классификации магматических рудных месторождений. «Известия Геол. комитета», т. 45, 1926, № 2, стр. 72.

² Ф. И. Вольфсон. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд. АН СССР, 1952.

³ Х. М. Абдуллаев. Генетическая связь оруденений с гранитоидными интрузиями, 2 изд., Госгеолтехиздат, 1954.

мальные оруденения связывает с батолитами, ударился в другую крайность, связав их с дайками.

В качестве основных параметров Ф. И. Вольфсон взял возрастные взаимоотношения оруденения с дайками. В первую группу вошли месторождения, сформировавшиеся в раннюю стадию становления магматического очага (оруденение старше пород дайковой фации); во вторую группу — месторождения, сформировавшиеся в позднюю стадию становления магматического очага, и в третью — месторождения, сформировавшиеся в позднюю стадию становления магматического очага и залегающие в районах отсутствия выхода гранитоидов.

В качестве дополнительного классификационного признака автор берет измененные боковые породы, в соответствии с чем выделяет: грейзеновые, скарновые, березитовые, серицито-хлоритовые, гидросиликатные, роговиково-кварцевые, карбонатные, пропилитовые и месторождения без существенного изменения вмещающих пород.

Классификация Ф. И. Вольфсона, как порочная в основе, не может быть рекомендована, несмотря на авторитет ее автора и издателя.

Мы будем придерживаться классификации В. А. Обручева, с некоторыми исправлениями, а именно: контактные месторождения отнесем в самостоятельную группу смешанных диффузионно-пневматолито- и гидротермально-метасоматических; магматические рассмотрим в свете идей А. Н. Заварицкого. Из метаморфических возьмем только метаморфогенные, как созидательные, а метаморфизованные отбросим, поскольку они ведут не к созиданию, а к изменению рудных месторождений. В целом остановимся на такой классификации:

КЛАССИФИКАЦИЯ, ПРИНЯТАЯ В ДАННОМ УЧЕБНОМ ПОСОБИИ

А. Эндогенные или магматогенные

I. Собственно магматические.

1. Ликвационные.
2. Аккумулятивные.
3. Фузивные или гистеромагматические.

II. Пегматитовые.

III. Контакт-метасоматические, или скарновые.

IV. Пневматолитовые.

V. Гидротермальные с подразделениями на:

1. Секреционные, или заполнения пустот, с подразделениями по удаленности от магматического очага: а) гипотермальные, или глубокожилные; б) мезотермальные, или среднежилные; в) эпитеермальные, или верхнежилные.

2. Метасоматические с подразделениями на: а) гипотермальные, б) мезотермальные; в) эпитермальные.

Б. Месторождения поверхностные или выветривания с подразделениями на:

1. Россыпи.
2. Остаточные или коры выветривания.
3. Инфильтрационные.
4. Химически- и биохимически осадочные.

В. Метаморфогенные

По этой классификационной группе и рассмотрим особенности указанных генетических типов.

СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эти месторождения А. Н. Заварицкий называет также ортомагматическими (от греческого слова *ортос* — прямо), так как руды отделяются прямо в самой магме. В. А. Обручев называет их эвмагматическими (от греческого слова *эв* — хорошо), ибо руды выделяются из высокотемпературной магмы. А. Г. Бетехтин называл их протемагматическими (от греческого слова *протос* — первичный), потому что они первыми выделяются из магмы.

Этот генетический тип и В. А. Обручев и А. Г. Бетехтин делят на две подгруппы: сегрегационные и ликвационные. Однако такое деление нельзя считать удачным, так как сегрегация — более общее понятие, чем кристаллизационная дифференциация; сюда входят и ликвационные и кристаллизационные, или, по А. Н. Заварицкому, аккумулятивные месторождения.

А. Н. Заварицкий в работе «О классификации магматических рудных месторождений»¹ делит магматические месторождения следующим образом:

1) месторождения, образовавшиеся путем кристаллизационной дифференциации: а) аккумулятивные — шлировые месторождения ранних выделений рудных минералов; б) фузивные — гистерогенные шлиры и реже отщепленные месторождения;

2) ликвационные: а) собственно ликвационные; б) синтетически-ликвационные, редко шлиры, обычно отщепленные месторождения.

Собственно магматические, или ортомагматические месторождения характеризуются тем, что они связаны с самыми

¹ См. «Известия Геол. комитета», 1926, т. 45. № 2.

высокотемпературными интрузивными магмами, такими как дуниты, перидотиты, габбро, нориты (рис. 81). Эффузивные магмы, как быстро застывающие, не склонны к отделению

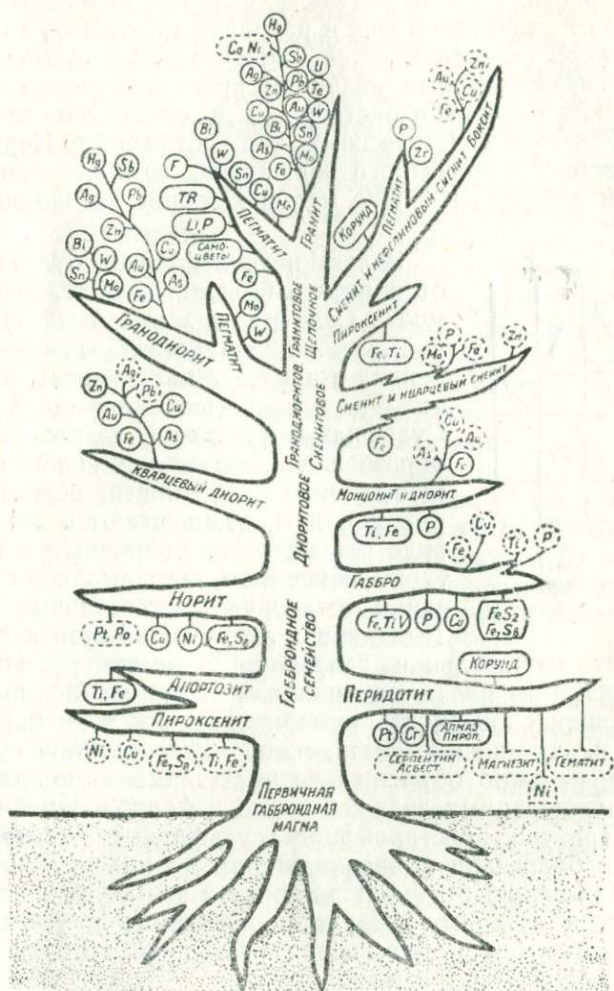


Рис. 81. Зависимость между полезными ископаемыми магматического образования и (связанными с ними магматическими породами по Ф. Гроуту.

руды. Эти магмы являются основными, т. е. недонасыщенными кремнеземом. Отделение из них рудного минерала связано с их охлаждением. Температура кристаллизации этих магм порядка 1500°.

Более высокотемпературными из магматических месторождений являются ликвационные, так как ликвация — процесс отделения рудных минералов от силикатных — идет до начала кристаллизации магмы, т. е. когда рудная масса отделяется от силикатной еще в расплаве (рис. 81а), хотя сама руда закристаллизовывается при низких температурах (300°). Такими рудами являются преимущественно сульфиды, так как они слабо растворимы в силикатной массе породы. К этому генетическому типу относятся Норильские месторождения магнитного колчедана, содержащего медь, никель и платину, а также месторождения тех же металлов в Канаде.

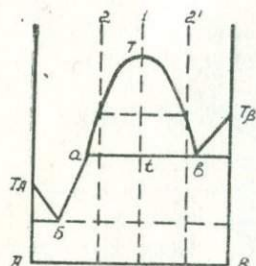


Рис. 81а. Диаграмма процесса ликвации. аТв - купол ликвации.

Залегание сульфидных руд в стороне от норита в боковой породе, наблюдаемое в Седбери, говорит А. Н. Заварицкий¹, а также в некоторых месторождениях того же типа уже давно объясняют подвижностью сульфидной магмы. Сульфидные растворы, из которых они образовались, насыщенные летучими веществами, в особенности, вероятно, сероводородом, удерживаются в жидком виде благодаря растворенным в них летучим веществам, при высокой концентрации металлических составных частей.

Выделению летучих компонентов препятствует значительное давление. Эти же растворенные минерализаторы являются причиной высокой подвижности, сообщающей способность проникновения в тончайшие трещины, и, по мнению Фогта, такой подвижностью сульфидной магмы можно объяснить весьма характерную для интрузивных колчеданных залежей связь с фальбандами².

Температура кристаллизации сульфидных растворов понижается благодаря минерализаторам до пределов, отвечающих образованию рудных жил средней зоны, указанных американскими авторами (Линдгрэн, Эммонс), и, таким образом, мы вступаем в область тех растворов, которые Сперр называет рудными магмами.

Ликвация начинается с отделения мелких каплеобразных шариков сульфидов, рассеянных в силикатной фракции. Шарик сливается в полосы и гнездообразные скопления, кото-

¹ А. Н. Заварицкий. О классификации магматических рудных месторождений, «Известия Геол. комитета», 1926, № 2, стр. 75.

² Фальбанд в переводе с немецкого означает гнилой пояс, так как при выветривании сульфидных руд вмещающие породы легко разрушаются.

рые вследствие большого удельного веса погружаются в глубокие части магматического резервуара. Этим объясняется расположение рудных залежей у постели лополитов норитов.

Другую группу ликвационных месторождений по А. Н. Заварицкому составляют синтектически-ликвационные¹, т. е. месторождения, у которых ликвация обусловлена вплавлением боковых пород. К этому генетическому типу А. Н. Заварицкий относит месторождения магнетита горы 'Благодать и горы Высокой на Урале, где ассимиляция боковых пород, по его мнению, сопровождалась контакт-метаморфическими породами, причем на горе Высокой контакт-метаморфические процессы преобладают над синтектически-ликвационными.

Присутствие контакт-метаморфических залежей А. Н. Заварицкий объясняет тем, что в составе первоначальной магмы были летучие железистые соединения, выделявшиеся при остывании и реагировавшие с известняком с образованием магнетита. «Образование магнетита в контактных месторождениях, — говорит далее А. Н. Заварицкий, — происходит метасоматическим путем на месте известняка, но мы видим, что тут же рядом образовался и жидкий магнетитовый расплав наряду с сиенитовой магмой. Естественно допустить, что рудный расплав, который мы видим застывшим в центральной части г. Благодати, получился вследствие той же реакции между железистыми летучими компонентами магмы и веществом известняка, но при более высоких температурах магнетит выпадал в жидком виде. Такой процесс и будет процессом синтектически-ликвационным»².

Вторым генетическим типом является тот, при котором отщепление рудного минерала из магмы начинается в момент кристаллизации ее, т. е. он связан с кристаллизационной дифференциацией, причем, поскольку кристаллизация магмы может начаться с рудного или с нерудного минерала, А. Н. Заварицкий относит первый тип к аккумулятивному (рис. 9), а второй — к фузивному (рис. 10).

Аккумулятивным первый тип А. Н. Заварицкий назвал потому, что рудный минерал, как более тяжелый, отделяется от нерудного и собирается в нижних горизонтах интрузива в кучи (кумуляус — по-латыни куча). А. Г. Бетехтин назвал этот тип протоматматическим.

Наиболее характерным примером аккумулятивных месторождений А. Н. Заварицкий считает месторождения хроми-

¹ Этот термин введен в науку с 1898 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом. Слово синтекейн по-гречески означает совместное плавление, т. е. в магме плавится боковая порода.

² А. Н. Заварицкий. О классификации магматических рудных месторождений. «Известия Геол. комитета», 1926, т. 45, № 2, стр. 77.

стого железняка в дунитах, может быть, также и месторождения платины. Правда, он говорит при этом: «Нужно заметить, однако, что последние исследования коренных месторождений платины заставляют меня склониться к мысли, что выделение хромита и платины не было простым процессом кристаллизации из силикатового раствора а, вероятно, связано с химическими процессами распада каких-то соединений. Тем не менее этот распад, по-видимому, начался до окончательной кристаллизации магмы, и рудные минералы (хромит и платина) обособлялись в виде твердой фазы. Поэтому до сих пор эти месторождения с наибольшей вероятностью можно отнести к группе магматических аккумулятивных, хотя более распространены его месторождения, в которых хромистый железняк обособлялся одновременно с серпентинизацией породы»¹.

А. Г. Бетехтин относит хромитовые месторождения к гистеромагматическим или фузивным по А. Н. Заварицкому.

Представителями магматических фузивных месторождений, по мнению А. Н. Заварицкого, можно считать хорошо изученные месторождения титанистых магнитных железняков, связанных с породами габбро-перидотитовой формации. И до сих пор еще, говорит он, эти месторождения иногда относят к сегрегациям первых выделений, хотя изучение структур руд и вмещающих пород показывает, что магнетит в них является минералом, кристаллизовавшимся после других.

Эта структура, в которой рудный минерал ксеноморфен и является как бы цементом между зернами других, была отмечена Дюпарком и названа им сидеронитовой. В наиболее типичных магматических месторождениях титанистого магнитного железняка в габбро мы имеем именно такую структуру. Она превосходно выражена в уральских месторождениях (Лайской дачи, Магнитной горы, Шайтанской дачи, района Качканар, Косьвинского Камня и др.), а также в месторождениях Велимеки в Финляндии, Таберг в Швеции и пр.

Особенно отчетливы соотношения рудного минерала к минералам породы в некоторых небольших выделениях магнетита на Качканаре и Косьвинском Камне. Магнитный железняк образует жилы в косьвите², представляющие заполнения трещин выдавленным из кристаллизующейся магмы остаточным рудным расплавом. Последний еще сохранился в боковой породе между зернами в виде сидеронитовых вы-

¹ А. Н. Заварицкий. О классификации магматических рудных месторождений, стр. 73.

² Косьвитом называется пироксенит с оливином и магнетитом с сидеронитовой структурой.

делений. Сидеронитовая структура распространена и в плагиоклазовых породах габбро-перидотитовой формации. Даже в так называемых рудных габбро Денежкина Камня, не содержащих или почти не содержащих цветных силикатов, эта структура является обычной. Обособление магнитного расплава, как остаточного продукта кристаллизации, здесь очевидно.

Как уже указано, в этом остаточном расплаве должны концентрироваться и некоторые летучие составные части. Следы их мы действительно находим в месторождениях. Обычное явление в таких залежах магнетита — это изменение ранее выделившихся минералов пород, особенно пироксена, который превращается в уралитовую роговую обманку и иногда хлоритизируется. Связь этих изменений с рудными обособлениями часто очень ясна. Затем вместе с образованием рудных залежей магнетита нередко происходит концентрация сернистых соединений железа и меди, которые или образуют вкрапленность в руде, или обособляются в виде прожилков в ней и в боковых породах.

«В месторождениях Лайской дачи, также Шайтанской дачи на Урале или в месторождении Велимеки в Финляндии мне приходилось, — говорит А. Н. Заварицкий, — наблюдать прекрасные примеры этого. К числу элементов-минерализаторов относится и особенно характерный для месторождения этого типа титан. Как известно, он входит в состав магнетита, образуя твердый раствор титанистого железняка (ильменита) в магнетите, распадающийся при охлаждении с возникновением своеобразных структур»¹.

«Фузивные месторождения, — отмечает далее А. Н. Заварицкий, — при благоприятных условиях могут быть месторождениями отщепленными. Рудный расплав может обособиться от силикатовых составных частей в значительных массах и быть интродуцирован в виде жил (рис. 10). Отсюда название фузус — удлиненный. Среди русских месторождений отличный пример представляет месторождение Магнитное в Кусинской даче на Урале. Магнетит, содержащий титан, образует здесь настоящие дайки в несколько сажен мощности и длиной до 700 сажен по простиранию. Дайки вертикально падают и пересекают амфиболиты и амфиболитизированное габбро».

А. Г. Бетехин относит фузивный тип А. Н. Заварицкого к гистеромагматическим вкрапленникам, выделяя другой тип гистеромагматических залежей, представленных сплошными или густо вкрапленными. Эти залежи имеют форму линз и

¹ А. Н. Заварицкий. О классификации магматических рудных месторождений, стр. 74.

жил, резко отделяющихся от боковых пород. Что касается резко отделения рудных тел от боковых пород, то А. Г. Бетехтин полагает, что его можно объяснить гидротермальным образованием руды. Но так как эти тела рассекаются тонкими жилами дунита и крупнокристаллического пироксена, то приходится считать, что момент образования рудных тел все же не выходил за пределы собственно магматической фазы формирования массивов ультраосновных пород. Этот тип оруденения может быть назван эпигенетически-магматическим в отличие от аккумулятивного, который следует назвать сингенетически-магматическим¹.

А. Г. Бетехтин к гистеромагматическим относит также образование апатита в Хибинах на Кольском полуострове и магнетита с апатитом в заполярной Швеции (месторождения Кирунавара, Люссавара). Инъекцию рудных расплавов в боковые породы он объясняет динамическими воздействиями на рудную магму, а также влиянием летучих компонентов, которые содержатся в основных и ультраосновных магмах, хотя и в незначительных количествах.

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Эти месторождения отличаются от собственно магматических значительным содержанием в магме, особенно гранитной, летучих компонентов. Летучие компоненты входят в минералы составной частью, а также включениями. Слово «пегматит» в переводе с греческого означает застывший, замерзший, т. е. газы застыли в магме, а не выделились в боковые породы. Этот перевод заимствован из немецкого геологического словаря О. Шмидта². Другой перевод слова «пегматит» — как крепкая связь, ввиду взаимного прорастания кварца с полевым шпатом, дает А. Е. Ферсман.

Поскольку для пегматитов характерна крупность зерна, обусловленная большой ролью газов, а не письменного прорастания кварца с полевым шпатом, мы сохранили термин «пегматит» в переводе О. Шмидта. Образование пегматитов с письменной структурой является частным случаем, имеющим место при температуре 700—600°, тогда как пегматитовый процесс протекает в температурном интервале 700—400°.

А. Е. Ферсман, посвятивший всю свою жизнь изучению этой группы пород и написавший монографию «Пегматиты»,

¹ Греч. эпи — после, син — совместно, т. е. в первом случае руда образовалась позже вмещающей породы, а во втором — одновременно с ней.

² С. W. Schmidt, Wörterbuch der Geol., Miner. u. Paläont., 1928.

первое издание которой вышло в 1930 г., а третье (последнее) — в 1940 г., так определяет гранитный пегматит: «Гранитным пегматитом мы называем жильное тело, в своей основе связанное с магматическим гранитным остатком, главная часть кристаллизации которого лежит в пределах 700—350° и которое характеризуется сходством минеральных составных частей с материнской породой, значительной величиной кристаллических индивидуумов, большей или меньшей одновременностью кристаллизации, повышенным содержанием некоторых определенных летучих и подвижных компонентов, а также накоплением рассеянных элементов остаточного расплава»¹.

Разные авторы относят пегматиты к разным генетическим группам. В. А. Обручев и А. Е. Ферсман относят их к группе магматических, А. Г. Бетехтин — к пегматито-пневматолитовым образованиям, А. Н. Заварицкий — к пневматолито-метасоматическим, так как считает их продуктами перекристаллизации материнских пород (гранитов, аплитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов или диоритов и габбро), под действием газовых растворов выделяющихся из самой магмы. «Тела пегматитов, — говорит А. Н. Заварицкий, — являются перекристаллизованными телами (жилами, залежами трубами) или участками материнских пород»².

А. Н. Заварицкий основывает свою теорию на данных Хеса, Лэндса, Шеллера о широком развитии в пегматитовых процессах метасоматических замещений минералов. Даже письменную структуру он рассматривает не как эвтектику, а как эвтектоид, т. е. как результат метасоматического замещения полевого шпата кварцем. Однако эти замещения связаны с пневматолитовой фазой пегматитового процесса.

Х. М. Абдуллаев в работе «Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями» пишет о происхождении пегматитов следующее: «Наряду с геологами, склонными объяснять происхождение всех пегматитов и их разнообразие лишь явлениями перекристаллизации и метасоматоза аплитов и гранитов, многие исследователи считают, что пегматиты образовались при кристаллизации магматического расплава с последующим изменением их состава под влиянием постмагматических растворов. Последняя точка зрения находит подтверждение на примерах пегматитовых полей Средней Азии»³.

¹ А. Е. Ферсман. Пегматиты, Изд. АН СССР, 1940, стр. 31.

² А. Н. Заварицкий. О пегматитах как о промежуточных образованиях. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», 1953.

³ Х. М. Абдуллаев. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолиздат, 1954, стр. 225.

Таким образом, Х. М. Абдуллаев присоединяется к мнению А. Е. Ферсмана, хотя пегматитовый процесс относит к постмагматическим, считая их аналогами скарнов, но образовавшихся в алюмосиликатной среде, тогда как скарны образуются в карбонатной среде.

С. М. Курбатов в статье «Роль водных растворов в образовании пегматитов и контактовых месторождений»¹ пишет по затронутым вопросам: «С давних пор и до настоящего времени является широко принятым, что пегматиты и контактовые месторождения возникли в результате высокотемпературных процессов при участии газов и паров, т. е. главным образом процессов пневматолитических. Все авторы признают, конечно, некоторую роль в образовании этих месторождений и за водными растворами и выделяют в своих схемах этап гидротермальный. Однако в большинстве случаев значение гидротермальных процессов при формировании этих месторождений признается весьма незначительным.

При многолетних исследованиях, которые производились мною и моими учениками в области пегматитов и контактовых месторождений, удалось наблюдать ряд факторов, заставляющих признать, что ювенильные воды принимали огромное участие в формировании пегматитов и особенно контактовых месторождений, и многие типоморфные минералы их возникли в гидротермальный этап минералообразования».

Таким образом, С. М. Курбатов высказывает новую точку зрения на образование пегматитов.

Надо сказать, что, несмотря на большое количество мнений по вопросу об образовании пегматитов, геохимики отстаивают точку зрения А. Е. Ферсмана о магматическом образовании пегматитов с значительным участием в них газов. Эта точка зрения хорошо увязывается с геохимической характеристикой магматического процесса, с постепенной сменой четно-атомных элементов у протоматических минералов нечетно-атомными у пегматитов, изменениями структур кристаллических решеток минералов от островных через цепочечные и ленточные к каркасным, увеличением суммарной энергии кристаллов и падением паевой, что находится в связи с остыванием магмы.

А. А. Сауков, разбирая в своем учебнике «Геохимия» главные теории или, вернее, гипотезы о пегматитообразовании, пишет: «Таковы две различные теории происхождения пегматитовых жил, созданные в основном трудами наших выдающихся ученых Ферсмана и Заварицкого. Обе опи-

¹ Труды юбилейной научной сессии Ленинградского университета, Изд-во Ленинградского госуниверситета, 1946.

раются на большой фактический материал, но по-разному его объясняют. Задача ближайшего будущего состоит в том, чтобы на основе синтеза этих теорий, с учетом новых факторов найти окончательное решение весьма сложных и важных вопросов геохимии пегматитов»¹.

Кроме гранитных пегматитов, А. Е. Ферсман изучал еще пегматиты других магм, а именно: 1) пегматиты оливинопироксеновых пород; 2) габбро-норитовых пород; 3) пегматиты сиенитов: а) щелочной магмы, б) грано-диоритовой магмы; 4) пегматиты нефелин-сиенитовой магмы: а) миаскитового ряда, б) агпайтового ряда, в) карбонатные (В. Бреггера); 5) пегматиты щелочных гранитов; 6) пегматиты лампрофировых сульфидных магм.

Пегматитообразование связано с тем, что все магмы имеют большее или меньшее количество газов, причем основные магмы бедны ими, а гранитная — богата.

Из всех пегматитов наиболее полно изучены гранитные, что объясняется большей распространенностью их и промышленной ролью составляющих их минералов.

Гранитные пегматиты А. Е. Ферсман делит на две большие группы: пегматиты чистой линии, т. е. не претерпевшие химических изменений под влиянием боковых пород, и пегматиты скрещения, т. е. изменившие свой состав под влиянием боковых пород.

Пегматиты чистой линии А. Е. Ферсман разбивает по минеральным ассоциациям и по структурам на 11 групп, которые представлены на нижеследующей диаграмме (рис. 82).

Из диаграммы видно, что первые семь групп относятся собственно к пегматитовым образованиям, т. е. выкристаллизовавшимся из остаточного гранитного расплава, следующие три группы, образовавшиеся из послепегматитовых растворов, и одна группа, возникшая при заполнении миаролитовых пустот (миарол).

Пегматиты линии скрещения А. Е. Ферсман делит на 20 типов, объединенных в пять групп:

1. Пегматиты с пневматолитовым избытком

Типы XII — с избытком сульфидов тяжелых металлов (Fe, Zn, Pb, Cu).

XIII — с избытком Sn, Bi, W.

XIV — с избытком паров воды (гидролизированные пегматиты).

¹ А. А. Сауков, Геохимия, 2-е изд. 1951, стр. 271.

II. Контактные пегматиты

Эти пегматиты получаются, если количество поглощенных веществ невелико и эволюция пегматитового расплава в основном не нарушается.

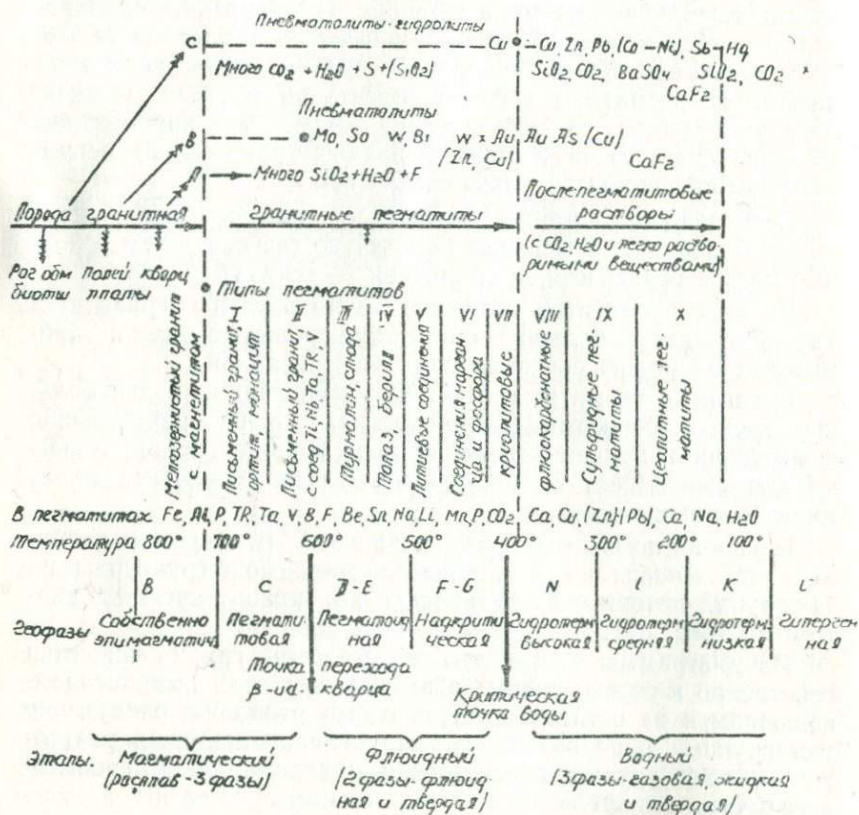


Рис. 82. Пегматитовый процесс чистой линии (по А. Е. Ферсману).

- Типы XV — с магнетитом.
 XVI — с диоксидом.
 XVII — с плагиноклазом и шерлом.
 XVIII — с кордиеритом и биотитом.
 XIX — со скаполитами и цеолитами.
 XX — глиноземистые (с диумортьеритом, андалузитом и проч.).

III. Мигматические¹ пегматиты с мигматическими оторочками

Этот тип образуется в тех случаях, когда количество поглощенных веществ очень велико и расплав не может от них освободиться.

Типы XXI — плагиоальбититы.

XXII — олигоклазиты.

XXIII — плюмазиты-кыштымиты.

XXIV — марундиты.

IV. Пегматиты особых типов

Типы XXV — графитовые.

XXVI — церитовые.

XXVII — цинково-марганцовые.

XXVIII — карбонатные.

XXIX — с фосфоритами.

XXX — со скоплениями Fe_2O_3 .

XXXI — шеелитовые.

V. По происхождению

1) первичные пегматиты;

2) вторичные пегматиты:

а) палингенетические;

б) силицированные пегматиты других магм.

Рассмотрим пегматиты чистой линии в такой последовательности:

1. Форма и размеры пегматитовых образований.

2. Отношение пегматитов к боковым породам.

3. Минералогический состав.

4. Размеры кристаллов и зерен пегматитов.

5. Структура и текстура.

Форма и размеры пегматитовых образований

Пегматитовые жилы или пегматитовые образования вообще представляют собой заполнения пустот, возникших как в процессе охлаждения самого гранитного массива, так и тех тектонических трещин, которые образуются в граните и в окружающих его боковых породах в период внедрения гранита (рис. 11 а и 11 б).

Морфологически А. Е. Ферсман выделяет пять типов форм залегания пегматитов:

1. Пластинчатые жилы, связанные с заполнением тектонических трещин; пластинчатые апофизы в гнейсах и сланцах при пегматизации боковых пород.

¹ Получившиеся от инъекции и ассимиляции.

2. Неправильной формы заполнения пустот охлаждения.
3. Веретенообразные, четковидные и линзовидные жилы (преимущественно в сланцевых или гнейсовых свитах).
4. Купола-раздувы.
5. Трубки.

Первый тип сравнительно редок, но достигает иногда значительных размеров; известны жилы мощностью 20—30 м и с простираем 300—500 метров. Этот тип характерен для пластовых жил в сланцах или гнейсах, а также в слоистых, богатых силикатами, мраморах (чиполинах).

Второй тип весьма разнообразен и представляет собой заполнения пустот как в самой материнской породе, так и в сильно инъецированных ими сланцах.

Здесь мы имеем два различных случая: в первом случае пегматиты заполняют газовые пустоты, т. е. миаролитовые, которые или беспорядочно разбросаны в массе самого гранита (преимущественно, однако, в контактной его зоне), или же несколько вытянуты в зонах ослабления, располагаясь цепочками в определенных тектонических направлениях массива. Во втором случае пегматиты заполняют трещины охлаждения самого гранитного массива. При охлаждении гранитный массив покрывается по преимуществу двойной системой трещин: одни идут параллельно элементам его ограничения (охлаждения) и потому в кровле носят более или менее горизонтальный характер; другие, наоборот, идут радиально к центру очага и создают связь между наружными частями массива и еще расплавленным его центром. Именно в последних обычно накапливаются остаточные расплавы, и они являются нередко наиболее характерным видом пегматитовой жилы — неправильной формы с многочисленными внедрениями в боковые стенки самого гранита. Мощность таких жил не очень велика, обычно 2—3, реже до 10 м; простираение изменчивое и тоже неправильное.

Третий тип — линзообразные, веретенообразные и четковидные пегматиты — очень характерен для архейских свит и, в частности, для палингенетических пегматитов, т. е. пегматитов, образовавшихся вследствие переплавления боковых пород. Здесь мы наблюдаем все переходы от жилок в 1 м толщины в раздуве линзы с осями, измеряемыми сантиметрами (например, 10×100 см), до грандиозных линз — куполов четвертого типа. Купола-раздувы достигают иногда значительных размеров — 100×300 м в плане и 200—300 м в глубину. Достаточно указать на жилу Панфиловой Вараки или жилу Самойловича в Северной Карелии размерами 240×30 и 300×60 метров. Размеры линз в $10 \times 10 \times 20$ м являются обычными и служат нормально местом скопления

полевого шпата, который добывается из отдельных линз в количестве 1000—2000 тонн (Норвегия, Канада). Особенно грандиозны жилы Мамской и Витимской тайги, получившие название «гигантомигматических пегматитов», размеры которых достигают 50 м мощности и 200 м по простиранию.

Пятый тип — трубчатый — встречается лишь в Южной Африке, в Австралии и очень редко в Тянь-Шане. Эти трубчатые образования взрывного характера, имеющие в сечении лишь $0,5 \times 1$ м, иногда 3—5 м, нередко заполнены обломками пород с цементом из полевого шпата (альбита, мусковита, хлорита, эпидота, кальцита, флюорита и т. п.). Особенно часты трубки с Sn и W; всегда характерно для них обилие летучих соединений (HF , CO_2 , H_2O и др.).

Пегматитовые поля

Обычно пегматитовые жилы встречаются не одиночные, а целыми сериями, пачками, покрывая определенную территорию. Такую совокупность пегматитов, связанных с общим магматическим бассейном, А. Е. Ферсман называет пегматитовым полем. Количество жил в отдельных полях измеряется тысячами (до 10 000, а иногда и более). Примером пегматитовых полей могут служить:

1. Карельское поле древнейших докембрийских пегматитов.
2. Уральское поле — пояс герцинских пегматитов.
3. Борщовочный пояс (в Забайкалье) киммерийских пегматитов.
4. Мамско-Витимское поле в Забайкалье.
5. Украинские (восточно- и западноукраинские).
6. Северокавказские и ряд других.

Из иностранных крупных полей отметим Аппалачское герцинских пегматитов и юго-западное Африканское докембрийских пегматитов.

Отношение пегматитов к боковым породам

Пегматитовые жилы наблюдаются как в самой материнской породе, так и в породе кровли массива. В гранитных массивах материнской магмы переходы гранита в пегматит постепенны и не могут быть точно установлены (рис. 11а). В боковых породах зальбанды пегматитовых жил резкие (рис. 11б) и минералогический состав зальбандов зависит от состава боковых пород¹; в кислых породах типа гранито-гнейсов в зальбандах образуется аплит, в основных и ультраосновных — биотитовые рубашки.

¹ И. И. Гинзбург из боковых пород называет граниты, гнейсы, амфиболиты, габбро, нефелиновые сиениты и пр.

Секущие крутопадающие жилы чаще бывают равномерно зонарными, пологопадающие построены неправильно зонарно, так как летучие накапливаются наверху жилы и дают начало большим скоплениям мусковита. Что касается распределения пегматитов в пространстве, то они, по данным А. Е. Ферсмана, накапливаются в апикальной (вершинной) части батолита, а боковые и особенно глубинные части его бедны ими.

Минералогический состав и размеры кристаллических зерен пегматитов

Пегматитовые образования чрезвычайно богаты минералами: в настоящее время в типичных гранитных пегматитах зарегистрировано около 300 минеральных видов. А. Е. Ферсман называет 278 минеральных видов, которые распределяются следующим образом:

Самородные	4	Алюмо-иттро-церосиликаты	80
Сернистые	11	Цирконо-торосиликаты	8
Окислы	26	Ниобо-танталаты (с И и Тi)	40
Галоидные соединения	18	Уранаты	4
Карбонаты	14	Бораты	3
Сульфаты и их аналоги	4	Фосфаты	56 ¹
Силикаты	7	Соединения углерода	3

Всего 278²

Как видно из приведенных данных, в пегматитах преобладают редкие элементы, вроде Се, Y, Nb, Та, которые в других генетических типах почти не встречаются.

Другой особенностью пегматитов является весьма широкая распространенность нечетных окислов типа R_2O_3 и R_2O_5 . Из этих окислов в пегматитах широко развиты Al_2O_3 , B_2O_3 , U_2O_3 , Se_2O_3 , Mn_2O_3 , Nb_2O_3 , Ta_2O_3 , P_2O_5 . Большую роль играют соединения одновалентных металлов: K, Na, Rb, Cs, Li. Таким образом, в пегматитах увеличивается содержание нечетно-атомных элементов одно-, трех- и пятиявалентных. Число атомов типа 4q в пегматитах уменьшается до 78%, то да как в протокристаллизации содержание этих элементов равняется 96,39%. Для пегматитов характерны комплексные анионы, которые образуются из многовалентных катионов, например, $(VO_3)^{-3}$, $(PO_4)^{-3}$, $(NbO_3)^{-1}$, $(Ce_2O_4)^{-1}$ и др.

Одновременно в пегматитах, по данным А. Е. Ферсмана, присутствует столько минералов, сколько в магме имеется химических элементов, самостоятельно строящих кристалли-

¹ По данным И. И. Гинзбурга — 80.

² А. А. Сауков. Геохимия, Госгеолиздат, 1950, стр. 245.

Геохимическая таблица типоморфных минералов (по А. Е. Ферсману)

Таблица 19

A	B	C	D	E	F	G	H	I	K	L
Этапы	I эпимагматический		II пневматолито-пегматоидный				III гидротермальный			IV
Геофазы	эпимагм.	пегмат.	пегматоид.		надкритическая		высоко-терм.	низкотер-мальн.	гипер-генная	
Темпера-тура	800°	700°	600°		500°		400°	250°	50°	
Структуры	Аплит мелкокрист.	Письм. гранит				Пустоты →	Миаролы	Пустоты		
Минералы	Монацит		I							
	Биотит →		Мусковит →			Лепидолит →	Жильбертит			
	Гранат →									
			Шерл		Турмалин (синий, зеленый)	Рубеллит X		Шерл		
	Ортит		Берилл		Аквамарин	Горобьевит				
	Магнетит				Касситерит					
	Танталаты				Колумбит		Криолит			
	Уранинит		+			Сподумен				
	Титанит				Li-Mn-фосфаты			Сульфиды X		Фосфаты
		Циркон	Малакон					Фторокарбонаты		
	← Микроклин-пертит →				Альбит →		Цеолииты		Глина	
				← Кварц →			Горный хрусталь			

ческие решетки, т. е. без учета изоморфных подмесей. Так, в пегматитах Мурзинки на Урале минералов 20 и элементов 20; на Волыни — элементов 19, минералов 19—20; в Норвегии — элементов 20, а минералов 20—22. Таким образом, на этих данных оправдывается правило Гольдшмидта для закрытых систем, что противоречит указаниям А. Н. Заварицкого об открытом характере пегматитового процесса.

Минералогический состав пегматитов сильно отличается своей полиминеральностью от состава гранита и аплита, причем пегматиты очень богаты акцессорными минералами, состав которых меняется с падением температуры образования пегматита.

Ниже приводим минералогический состав типоморфных, т. е. характерных для той или иной геофазы минералов. Поскольку с геофазами меняются облик и цвета минералов пегматитов, приводим не только таблицы минералов пегматитов (табл. 19), но и их формы (табл. 20) и цветов (табл. 21).

Таблица 20

Характерные изменения в облике типоморфных минералов пегматитовых жил (по А. Е. Ферсману)

Геофазы	В	С	Д	Е	Ф	Г	Н	К	Л
Турмалин	игольчатый		короткий			удлиненный	игольчатый		
Апатит			удлиненный			короткий	плоский		
Кварц			равнобедренный				удлиненный	средний	короткий
Берилл			средний	удлиненный	короткий	плоский			
Топаз				квадратный	гексагон.		остроконечный		
Циркон	удлиненный	средний			короткий				

Характерные изменения в цвете типоморфных минералов пегматитовых жил (по А. Е. Ферсману)

Геофазы	В	С	Д	Е	Ф	Г	Н	К
Берилл			желтый	зеленый	бесцветный	розовый		
Топаз			голубой	розовый	бесцветный			
Турмалин			черный	черно-синий	зеленый	розовый	черный	
Апатит		зелено-	голубой	(темно-зел.)	фиолетовый		розовый	
Гранат	розовый	буро-	красный	бурый	темно-оранжевый			
Кварц			дымчатый	серый	розовый (белый)		прозрачный	
Флюорит					темно-зеленый	розовый	зеленый	фиолетовый
Слюда	черно-бурая							
			черная	серебристая	зеленоватая	розовая	желтоватая	
			розоватая		фиолетовая			
Полевой шпат	белый	темно-розовый	светло-розовый	(орт)				
	(плаг.)	красный	(микр.)	желтоватый				
		мигр.	зеленый	(микр.)	белый	голубоватый		
					(альбит)	(альбит)		
Титанит	бурый						зеленый	желтый

Размеры кристаллов и зерен пегматитов

Как мы уже говорили, пегматиты характеризуются крупными размерами кристаллов и зерен, что обуславливается большой ролью в них газов. Вторым структурным признаком пегматитов является большая неравномерность зерен, что зависит от неравномерного распределения в пегматитах газов.

Если величина зерен нормального гранита составляет 2—3 мм, редко 5 мм, то зерен пегматита — больше 5 мм, причем в высокотемпературных фазах зерна меньше, а в низкотемпературных они достигают величины нескольких метров. Такие размеры имеют не только главные породообразующие минералы — полевые шпаты, кварц, слюды, но и второстепенные, или акцессорные минералы. Так, зерна ортоклаза и микроклина в пегматитах Норвегии достигают величины 10×10 м и веса 100 тонн. Кристаллы кварца весят по 40 тонн, причем дымчатый кварц на Урале имел в длину 2 метра. Мусковит и биотит образуют пластины площадью 5×6 м. Кристаллы берилла в штате Мэн (США) достигают в длину 5,5 м при толщине 1,2 м и весят 18 тонн. Кристаллы сподумена ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$) в штате Ю. Дакота (США) имеют в длину от 0,9 до 1,2 м при поперечнике 15—23 см, а один из них имел в длину 12,8 м, до 2 м в диаметре и весил около 100 тонн. Кристаллы ортита, обычно не превышающие в наших гранитах 2—3 мм, в пегматитах Швеции достигают 1,5 м, а кристалл циркона в Онтарио (США) весил до 6 кг.

Структура и текстура гранитных пегматитов

В гранитных пегматитах различают ряд текстур и структур, закономерно сменяющих друг друга в последовательном ходе пегматитового процесса. А. Е. Ферсман¹ дает также виды структур в зависимости от стадии или геофазы процесса.

Геофаза С ($t = 700\text{—}600^\circ$). Структура письменная или графическая.

Геофаза D ($t = 600\text{—}550^\circ$). Структура пегматоидная, зона крупнозернистого агрегата.

Геофазы E, F, G ($t = 550\text{—}400^\circ$). Структуры и текстуры последовательного наложения или замещения в зонах заполнения пустот.

Геофазы H, I, K ($t = 400\text{—}50^\circ$). Структуры и текстуры зонарного наложения при гидротермальном осаждении.

Геофаза L ($t = 50\text{—}0^\circ$) — гипергенная, связанная с накоплением глинистых продуктов, иногда вторичного кальцита, с повторным окремнением, с халцедоном, кварцем и т. д.

¹ А. Е. Ферсман. Пегматиты, 1940, стр. 82.

Границы между отдельными геофазами иногда очень резки. Интересно отметить, что первые две геофазы (С и D) характеризуются одновременным ростом минералов, тогда как по мере перехода от геофаз пегматоидных к более холодным резко выраженная одновременность кристаллизации уменьшается и минералы начинают идти в более или менее определенной последовательности, налагаясь один на другой, сменяя одну генерацию следующей. В зальбандах жилы часто имеют мелкозернистую аплитовую структуру. Далее по направлению внутрь жилы структура делается письменной, причем иногда она эвтектического характера, т. е. с постоянным соотношением полевого шпата (75%) и кварца (25%), а иногда эвтектоидного, так как соотношение между содержанием полевого шпата и кварца сильно уклоняется от эвтектического и равняется по исследованиям американских геологов Гесса, Лэндса и др. 1:1 до 10:1.

К. К. Лэндс считает кварц более поздним образованием, метасоматически заместившим полевошпатовую фазу кристаллизации пегматита.

За зоной письменного гранита следует зона пегматоидной структуры, характеризующейся одновременным развитием очень крупных, иногда гигантских, различно ориентированных кристаллов полевых шпатов и кварца.

Кроме указанных структур, в центральных частях высокотемпературных пегматитов наблюдается особая структура, удачно названная Б. П. Кротовым в 1932 г. блоковой. Она характеризуется беспорядочным расположением огромных блоков полевого шпата и кварца, объемом до 20 м³, и с практической точки зрения представляет большое значение для добычи. Прекрасным примером такой структуры может служить Панфилова Варака в Северной Карелии.

По строению или текстуре жил И. И. Гинзбург выделяет такие две группы:

1) дифференцированные, с подразделением на: а) зональные, б) аazonальные, в) симметричные, г) асимметричные (с выделением полевого шпата и кварца разных размеров);

2) недифференцированные — с выделениями полевого шпата и кварца разных размеров.

Для дифференцированных пегматитов характерно развитие пустот миарол или занорышей, частично выполненных большими кристаллами полевого шпата, кварца, топаза, плавикового шпата, оловянного камня. Примером таких занорышей может служить занорыш, найденный на Мокруше в 1911 г., стенки которого были выстланы полевыми шпатами и темнодымчатыми кварцами. Этот занорыш был такой

величины, что, по словам горщиков, в него могла въехать телега (4 × 1,5 м). Большие пустоты описаны в 1885 г. в пегматитах Колорадо. Длина их достигала 14 м, ширина — 0,5—4 м, глубина — в среднем 1 м. В занорыше были большие кристаллы микроклина, топаза, касситерита, флюорита.

Образование занорышей А. Е. Ферсман объясняет тремя причинами: 1) скоплением газов под большим давлением в

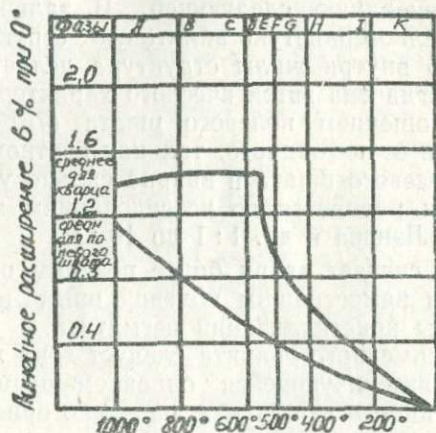


Рис. 83. Образование миарол в пегматитах вследствие неравномерного расширения и сжатия кварца и полевого шпата при охлаждении (по А. Е. Ферсману).

момент формирования пегматита; 2) расширением трещин вследствие расширения кварца при переходе из высокотемпературной α -модификации в низкотемпературную β -модификацию (рис. 83); 3) включениями известняков или мергелей, которые освобождали углекислый газ.

К. К. Лэндс считает, что миаролы (занорыши) месторождения в штате Мэн произошли вследствие разведения пегматита в более поздних фазах его развития (геофазах по А. Е. Ферсману).

ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЕГМАТИТОВ

Из всех генетических типов пегматитов наибольшее промышленное значение имеют гранитные и нефелин-сиенитовые пегматиты. Из первых добываются щелочные полевые шпаты — ортоклаз, микроклин, служащие флюсами, т. е. понизителями температуры плавления каолина при изготовлении из него фарфора, эмали, стекла; добывается также слюда

мусковит, применяемая в электротехнике в качестве изолятора, а в металлургии для замены стекол в металлургических печах. Из нефелин-сиенитовых пегматитов добывают те же полевые шпаты и их заменитель нефелин, который в последнее время используется также для получения алюминия.

Из гранитных пегматитов, помимо полевых шпатов и слюды, извлекается кварц, употребляемый при производстве динасового огнеупорного кирпича, а также при изготовлении стекла и некоторых полудрагоценных камней — топазов, бериллов, гранатов и др.

Наконец, пегматиты служат сырьем для получения некоторых металлов, например, лития из слюды лепидолита и из минерала сподумена ($\text{Li}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$), бериллия из берилла.

Из некоторых гранитных пегматитов добывают оловянный камень, вольфрамит, редкие земли TR и редкие элементы, как иттрий, тантал, ниобий. Из нефелин-сиенитовых пегматитов добывают титанит, служащий рудой на титан, эвдиалит, эвколит, служащие рудой на цирконий, и другие. Из скрещенных пегматитов добываются корунды, изумруды.

КОНТАКТ-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ, ИЛИ СКАРНОВЫЙ ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Этот генетический тип В. А. Обручев относит к эманационному, т. е. образовавшемуся под действием вулканических газов, А. Г. Бетехтин — к пегматито-пневматолитовому, точнее, к пневматолитовому. В настоящее время контактовый процесс как самостоятельный не выделяют, хотя он того заслуживает по сложности своего образования. Его объединяют с процессами скарнирования, выходящими далеко за пределы контакта магмы с боковой породой. Д. С. Коржинский правильно предлагает называть собственно скарнами только реакционно-метасоматические породы, образовавшиеся на контакте карбонатных и силикатных пород под влиянием встречной диффузии кальция и кремнезема.

Х. М. Абдуллаев, однако, исключает биметасоматический тип скарнообразования. «Процесс скарнообразования, — говорит он, — протекающий только в силикатных или карбонатных вмещающих породах, исключает биметасоматический обмен на месте и совершается монометасоматическим путем. В этих случаях особенно велика роль высокотемпературных скар-

нообразующих растворов, привносящих кальций, железо и многие другие элементы, в том числе рудные»¹.

Против биметасоматического образования скарнов высказываются также авторы сборника «Измененные окolorудные породы и их поисковое значение» Е. Д. Карпова и А. Г. Ивашенцов. В главе «Скарны» они пишут: «До недавнего времени господствовало представление, согласно которому все элементы, входящие в состав рудоносных скарнов, привнесены извне, причем наиболее вероятным их источником являлась активная магма... Образование скарнов по Д. С. Коржинскому есть типичный контактовый реакционно-метасоматический (или биметасоматический) процесс, осуществляющийся путем взаимной диффузии на контакте известняков и алюмосиликатных пород... Однако образование скарна не может быть объяснено только контактовым реакционно-метасоматическим процессом, происходящим без привноса и выноса SiO_2 , CaO и Al_2O_3 . Из таблицы 4 видно², что при скарнировании известняка на контакте с гранитоидом в единицу объема известняка должно быть привнесено 70% того количества кремнезема, которое заключено в единице объема гранитоида. Такая десиликация невероятна, тем более что процесс идет без существенного изменения объема.

Необходимость привноса SiO_2 для образования скарна подтверждается и другими фактами. В некоторых случаях скарны развиваются в зальбандах даек, причем мощность скарновых зон в 2—3 раза превосходит мощность дайки»³.

На стр. 10 своей статьи эти авторы дают такое определение скарнов: «Скарны—породы, состоящие из граната (ряда гроссуляр-андрадит), прироксена (ряда диопсид-геденбергит) и некоторых других известково-железистых силикатов, образующихся в процессе высокотемпературного метасоматоза известняков и в меньшей степени силикатных пород в условиях небольших и средних глубин».

Это определение,—говорят они— «близко к определениям А. Н. Заварицкого, Гольдшмидта, Берга и Хесса, но отличается от них двумя особенностями. Во-первых, в нем подчеркивается, что скарны образуются на сравнительно незначительной глубине. Во-вторых, учитывая нередкое появление

¹ Х. М. Абдуллаев. Генетическая связь оруденений с гранитоидными интрузиями. 2-е изд. Госгеолтехиздат, 1954, стр. 229. Что касается генезиса высокотемпературных растворов, то Х. М. Абдуллаев (стр. 232) считает их ассимиляционного, а не ортомагматического образования.

² Сборник ВСЕГЕИ. «Измененные окolorудные породы и их поисковое значение». Госгеолиздат, 1954, стр. 41, 42, 43, 44.

³ Мы не приводим таблицу. — И. Т.

скарнов вне контактов, авторы не делают общепринятого ударения на «контактовый» способ их происхождения».

Далее (стр. 11) Е. Д. Карпова и А. Г. Ивашенцов пишут: «Приведенное общее определение отражает двойственное содержание этого термина: генетическое, характеризующее способ возникновения скарна, и петрографическое, выражающее его состав».

Д. С. Коржинский в статье «Очерк метасоматических процессов»¹ так определяет скарны: «Объем понятия «скарн» разными авторами определяется различно. Необходимым признаком скарнов является то, что они в типичных проявлениях так или иначе связаны с контактами карбонатных пород в ореолах высокотемпературного прогрева магматическими породами... Образование скарнов обязательно связано с переносом ряда компонентов, в особенности кальция и кремнезема. От скарнов необходимо отличать сходные с ними по минералогическому составу метаморфические и метасоматические породы — скарноиды, образовавшиеся без существенного переноса кальция и кремнезема за счет пород исходного известково-силикатного состава, каковы мергели, известковые туфы и прочее».

Метасоматические породы, образующиеся за счет доломитов, Д. С. Коржинский отделяет от скарнов, считая, что они мало похожи на типичные скарны. Однако такое отделение нельзя считать правильным, так как в природе известняки и доломиты часто связаны тесными переходами.

Коллектив авторов работы «Развитие науки о рудных месторождениях в годы сталинских пятилеток»² пишет: «В начале нашего столетия считалось, что скарны образуются за счет известняков при воздействии на них эманаций из остывающей, но еще жидкой магмы. Позднее было обнаружено, что скарны метасоматически замещают не только известняки, но и внедрившиеся в них гранитоиды, развиваясь после кристаллизации последних, поэтому скарновые месторождения начали сближать с гидротермальными.

Исследование уральских скарновых месторождений на основе успехов физико-химического анализа парагенезиса минералов привело к развитию новой «биметасоматической» теории образования скарнов. Прежде всего геологические наблюдения привели к установлению правильной зональности в скарнах, с закономерным чередованием зон различного состава от силикатной породы к известняку. Минералогический

¹ См. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», АН СССР, 1953, стр. 386.

² См. «Известия АН СССР», серия геологическая, 1950, № 1, стр. 18.

состав зон показывает, что вкрест этой зональности концентрация в растворе или, точнее, химический потенциал кальция, непрерывно возрастает от силикатной породы к известняку, а кремнезема и глинозема — от известняка к полевошпатовой породе. Эти и другие особенности скарновых зон позволяют рассматривать их как результат диффузионного метасоматического взаимодействия известняков с силикатовой породой в зонах циркуляции постмагматических растворов при условии достаточной прогретости пород в контактовом ореоле интрузий. Диффузия кальция, кремнезема и глинозема совершается через восходящие растворы, напитки-важные поры пород. Во взаимодействии участвуют и более подвижные компоненты, приносимые или выносимые растворами.

При наличии трещин перенос компонентов пород растворами облегчается и становится возможным значительное удаление скарнов от контактов известняка с силикатовой породой в виде скарновых жил в одной из этих пород. Дальнейшие исследования скарнов различных областей показали обычность биметасоматического (диффузионного) образования скарнов при наличии в отдельных районах ярких примеров жильных (инфильтрационных) скарнов. Вместе с тем многие жильообразные скарновые тела в известняках оказались биметасоматически оскарнованными дайками.

Общей причиной приуроченности оруденения к скарнам является химическая неустойчивость последних по отношению к постмагматическим растворам при понижении температуры. Для размещения медного оруденения имеет значение высокое содержание в скарнах железа, что благоприятно для отложения меди в виде халькопирита. Для отложений шеелита имеет значение высокое содержание в скарнах кальция. В специфических условиях отдельных месторождений для размещения оруденения часто имеет значение более легкая растворимость минералов некоторых скарновых зон, например, салитовых¹ скарнов».

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ СКАРНОВ

Определяя понятие «скарн», Е. Д. Карпова и А. Г. Ивашенцов говорят, что скарны в основном состоят из граната ряда гроссуляр-андрадит, пироксена ряда диопсид-геденбергит и некоторых других известково-железистых силикатов, причем они расчленяют скарны по их минералогическому

¹ С а л и т — промежуточная разность пироксена в ряду диопсид-геденбергит. — И. Т.

составу на простые и сложные. «Скарны простого состава, — пишут они, — состоят из граната и пироксена и содержат иногда примесь волластонита, везувиана и скаполита. Образовались они на раннем высокотемпературном этапе минерализации и, как правило, они безрудны.

Скарны сложного состава возникают путем изменения простых. В их составе появляются магнетит, эпидот и актинолит¹. Образование этих минералов происходит на следующих этапах метасоматоза, при менее высоких температурах»².

Минералогический состав скарнов зависит также от места их образования. Если скарн образовался внутри интрузива, т. е. является эндоскарном, то его состав один, а если он развился за счет боковой породы, т. е. является экзоскарном, то состав другой.

Далее авторы указанной статьи пишут: «Д. С. Коржинский (1945) указывает, что для скарнов, образованных на месте гранитоидных пород, характерны следующие признаки: а) высокое содержание гроссуляровой молекулы в гранате и часто нахождение граната с везувианом совместно; б) присутствие в скарне реликтов сфена, циркона, апатита.

К этим признакам еще следует добавить, что в эндоскарнах присутствует гораздо чаще, чем в экзоскарнах, скаполит. Исключительно для экзоскарнов характерны скопления крупнокристаллического геденбергита, а также волластонита.

Д. С. Коржинский (1945) указывает, что величина отношения $Al : Si$ в экзоскарных ниже, чем в эндоскарнах».

Для скарнов, возникших за счет магнезиальных известняков и доломитов, характерно присутствие реликтов шпинели, форстерита, гумита, диопсида и других минералов, образовавшихся до скарнов, при термическом метаморфизме вмещающих пород. Впрочем, перечисленные признаки далеко не всегда ясно выражены. Поэтому определение первоначального состава породы, замещенной скарном, представляет собой сложную и часто неразрешимую задачу.

В. А. Обручев так характеризует минералогический и химический состав контактно-метасоматических, или скарновых месторождений: «Они создаются в самом начале кристаллизации массивной породы благодаря воздействию эманаций

¹ Скопления эпидота или актинолита лишь в сочетании с более ранними пироксеном и гранатом следует называть скарнами. Если пироксен и гранат отсутствуют и все данные говорят о том, что метасоматоз начался прямо с образования эпидота и актинолита, то подобные образования лучше называть актинолитовыми и эпидотовыми породами.

² Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение», стр. 35.

первоначального состава и характеризуются обильным содержанием железа и отсутствием или редкостью минералов, в состав которых входят минерализаторы»¹.

Х. М. Абдуллаев² расчленяет минералогический состав скарнов по этапам их образования. Он выделяет четыре этапа.

1. Скарновый этап, характеризующийся образованием главных скарновых минералов—пироксена, граната, везувиана, воллостанита, скаполита.

2. Кварцево-рудный этап, характеризующийся отложением высокотемпературных минералов — магнетита, шеелита и др.; актинолитизацией и отчасти эподотизацией скарновых минералов; альбитизацией полевых шпатов, отложением свободного кварца.

3. Кварцево-сульфидный этап, отличающийся проявлением типичных гидротермальных процессов — хлоритизации, серицитизации, окварцевания, карбонатизации и наряду с этим новообразованием многочисленных сульфидов—молибденита, пирита, пирротина, халькопирита, сфалерита, галенита и др.

4. Кварцево-карбонатный этап, характеризующийся образованием кварца, флюорита, барита и карбонатов.

ТЕКСТУРА И СТРУКТУРА РУД СКАРНОВЫХ ИЛИ КОНТАКТ-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По этому вопросу в работе Е. Д. Карповой и А. Г. Ивашенцова сказано: «Текстуры скарнов не отличаются большим разнообразием. Преобладают массивная и пятнистая текстуры, реже встречается полосчатая, или ленточная текстура, отражающая послынное замещение исходных пород. В отдельных участках нередко развиваются друзовые текстуры, возникающие благодаря выполнению небольших пустот идиоморфными кристаллами граната, везувиана и т. п. В случае развития скарнов на месте брекчированных силикатных пород появляются своеобразные кокардовые текстуры с реликтами минералов исходных пород в центральных частях обломков. Преобладают гранобластовые структуры, более редки порфиробластовые структуры. Иногда существенное значение приобретают пойкилобластовые и волокнистые структуры.

В скарнах, развивающихся на месте силикатных пород, в результате неполного замещения последних иногда наблюдаются реликтовые структуры»³.

¹ В. А. Обручев. Рудные месторождения, изд. 2, 1934, стр. 10.

² Х. М. Абдуллаев. Генетическая связь оруденения с гранитными интрузиями, 1954, стр. 230.

³ Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение», стр. 18.

ФОРМЫ И РАЗМЕРЫ ЗАЛЕЖЕЙ В СКАРНАХ

Формы и размеры скарновых месторождений довольно разнообразны, причем наблюдается зависимость их от той контролирующей структуры, к которой приурочивается скарново-рудный метасоматоз. Удачная классификация форм залежей предложена А. В. Королевым для рудоносных скарнов Средней Азии, которую мы здесь и проводим (см. табл. 22).

ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ СКАРНОВОГО ИЛИ КОНТАКТ-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ТИПА ОРУДЕНЕНИЯ

О промышленном значении этого генетического типа Е. Д. Карпова и А. Г. Иващенко пишут: «Еще в конце прошлого века было известно широкое распространение в скарнах железистого, медного и свинцово-цинкового оруденения. За последние 30 лет к этим типам прибавилось вольфрамовое оруденение. Одновременно стало известно, что в отдельных случаях в скарнах встречаются также промышленные концентрации молибдена, золота, кобальта, мышьяка и слюда. В самое последнее время стал изучаться тип бериллиевого оруденения в скарнах.

Разнообразие рудных ассоциаций в известных скарновых провинциях в общем невелико и может быть сведено к следующим основным типам:

I тип—железо-медный (Урал, Банат в Югославии). В этих провинциях проявления вольфрама, свинца, цинка и других металлов в скарнах сравнительно редки и обычно невелики по размерам.

II тип—железо-свинцово-цинковый (район Осло в Норвегии). В этих провинциях оруденение иногда сопровождается незначительными проявлениями меди, вольфрама, олова. Железное и свинцово-цинковое оруденение обычно пространственно разобщено.

III тип—существенно-медный (периферия плато Колорадо в США, Мексика). Характерными представителями этого типа являются скарновые провинции с преобладанием медного оруденения, при малой роли железа, редко образующего значительные концентрации. Железо всегда пространственно разобщено с медью. Могут быть встречены также отдельные незначительные месторождения вольфрама, свинца, цинка, а также золота.

IV тип—существенно-вольфрамовый (северо-восточная часть Бразилии, Сьерра-Невада в США). К этому типу относятся скарновые провинции с преобладанием вольфрамового оруденения, наряду с промышленной концентра-

Формы и размеры залежей скарнов в зависимости от типа контролирующих структур (по А. В. Королеву)

Контролирующие структуры		Форма и размеры залежей скарнов		
I	Контакты интрузивных тел с вмещающими толщами	А	Контакты, согласные с напластованием вмещающих пород	Пластообразные тела. По простиранию 1,5—2 км, по мощности до 200 м
		Б	Контакты, несогласные с напластованием вмещающих пород	Линзы, столбы, гнезда
		В	Контакты даек с вмещающими породами	Пластообразные тела
		Г	Контакты интрузий с ксенолитами	Пластообразные тела. Тела неправильной формы, примерно совпадающие с формой ксенолита
II	Межпластовые трещины во вмещающих осадочно-вулканогенно-метаморфических породах	А	Трещины в толщах разнородного состава	Пластообразные тела, столбы, линзы
		Б	Трещины в толщах однородного состава	Короткие линзы, столбы
III	Секущие трещины и разломы (во вмещающих породах и интрузиях)	А	Трещины	Метасоматические жилы по простиранию 1000—1500 м; по мощности до 30 м. Линзы
		Б	Пересечение трещин	
IV	Комбинированные структуры (I+II+III)	Контакты интрузий + межпластовые трещины + секущие трещины	Тела сложной формы. По простиранию 200—600 м, по падению 250—350 м,	

цией в отдельных месторождениях молибдена, а также олова, мышьяка и золота»¹.

¹ Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение», стр. 18—19.

В скарновых месторождениях наиболее распространено железное оруденение, представленное магнетитом и гематитом, но в общем балансе железа скарновые месторождения занимают подчиненное место. На втором месте стоит медное оруденение, представленное халькопиритом, а также медистым пиритом и пирротинном. На третьем месте—свинцово-цинковое оруденение, представленное галенитом и сфаларитом. На четвертом месте—вольфрамовое оруденение, представленное шеелитом, причем шеелитовое оруденение в скарнах имеет весьма существенное значение в общем балансе мировых запасов вольфрама.

ПНЕВМАТОЛИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пневматолитовыми называются те месторождения, которые образовались из газов, выносящих из магмы ряд рудных элементов. Слово «пневматолитиз» состоит из двух греческих слов—п н е в м а—дыхание и л и з о—растворяю, так как при этом процессе полезные ископаемые образуются под действием продуктов «дыхания магмы» на боковые породы с вытеснением и замещением выносимыми в газовом состоянии элементами элементов боковых пород. Этот процесс относят к газовой метасоматическому. Раньше в эту группу включали месторождения, связанные как с грейзенами, так и со скарнами.

Пневматолитовый тип образуется в тех случаях, когда газы выделяются из магмы в боковые породы или в периферическую застывшую часть своей материнской породы. Поэтому этот тип, в отличие от пегматитового, который также характеризуется большой ролью газов, образуется в более высоких горизонтах Земли, где выход газов из магмы не был затруднен.

В настоящее время против самостоятельности этого генетического типа высказывается целый ряд лиц. Например, А. Г. Бетехтин в работе «Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования»¹ пишет: «Таким образом, возражения, выдвигаемые против гипотезы переноса галогенидов металлов в газовой фазе (за некоторыми исключениями) имеют под собой серьезные основания. Во всяком случае, трудно себе представить, чтобы этот перенос в газовой фазе мог осуществляться в больших количествах и на далекие расстояния в глубинных условиях, отвечающих образованию гидротермальных месторождений».

¹ См. сб. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях», АН СССР 1953, стр. 151.

В другой статье—«О причинах движения гидротермальных растворов»¹—А. Г. Бетехтин говорит: «Хотя согласно нашим представлениям эманация газов (и перенос в них ряда компонентов) и может происходить в течение всего периода кристаллизации магматического массива в гипабиссальных условиях (в процессе ретроградного кипения), нам, вопреки мнению Феннера, трудно представить себе, чтобы этим путем могли быть вынесены в окружающие породы все тяжелые металлы еще в ранний магматический период. Феннер, принимая возможность переноса металлов в виде галоидных соединений, не учел того обстоятельства, что в условиях высоких давлений большинство хлоридов тяжелых металлов должно было обладать весьма высокими температурами летучести, превышающими температуры кристаллизации магмы. Если это так, то, стало быть, в заключительный гидротермальный этап магматической деятельности в этих условиях соединения многих тяжелых металлов должны были сосредоточиваться в водных растворах, оставшихся при остывании в самих интрузивах в межзерновом пространстве пород под относительно высоким давлением... Таким образом, мы приходим к выводу о том, что могут и должны возникнуть металлоносные водные растворы в самих интрузивах по мере их остывания в гипабиссальных условиях».

Е. Е. Захаров отмечает: «Большой материал по минералого-петрографическим особенностям месторождений полезных ископаемых глубинного генезиса показывает, что нет оснований говорить о самостоятельном значении в процессе образования месторождений полезных ископаемых газовой (эманационной) фазы; наоборот, чаще можно говорить о газо-водных растворах. Все это дало основание нам, отказавшись от прежних подразделений, и принять термин «послемагматические месторождения»².

Х. М. Абдуллаев пишет по поводу пневматолитической группы месторождений следующее: «Некоторые геологи (А. В. Королев и др.) ссылаются на работы В. А. Николаева, Н. И. Хитарова и Н. П. Ермакова, как на доказательство существования пневматолитового класса. Однако следует указать, что В. А. Николаев дал только теоретическое обоснование возможности выделения газовых растворов в постмагматическом процессе, а Н. И. Хитаров экспериментально доказал возможность переноса металлов в газовых раство-

¹ См. сб. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». АН СССР, 1953, стр. 460.

² Е. Е. Захаров. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. «Известия АН СССР», серия геологическая, 1953, № 5, стр. 60.

рах. Н. П. Ермаков недавно установил признаки пневматолита в виде газовых выделений в гидротермальных минералах. После опубликования работ Н. П. Ермакова и ряда других геологов мы можем говорить лишь о пневматолитическом генезисе отдельных минералов, но не месторождений в целом, в которых, как правило, присутствуют и явно гидротермальные минералы. Поэтому в своей классификации постмагматических рудных месторождений мы выделили одну большую группу гидротермальных месторождений, которые образуются, по-видимому, в результате действия смешанных газо-водных растворов без обособления группы пневматолитовых месторождений. Кстати, оговоримся, что «изгонять» понятие пневматолита из геологии вообще было бы бессмысленно, тем более, что на отдельных участках месторождений наблюдаются отчетливые результаты действия газовых выделений¹.

Против пневматолита как самостоятельной стадии рудообразования высказывается также Д. С. Коржинский. «Кислотная стадия, или стадия выщелачивания,—говорит он,—в общем соответствует «пневматолитовой» стадии ряда авторов, например, В. А. Обручева (1934). Под «пневматолитом» подразумевается воздействие на породы кислотных газов. Но многие авторы (например, Шнейдерхен) к той же пневматолитовой стадии относят также «контактово-пневматолитовые», т. е. контактово-метасоматические или скарные месторождения нашей ранней щелочной стадии. Термин «пневматолитовая стадия» неудобен еще и потому, что он подразумевает газообразное состояние растворов, с противопоставлением пневматолитовой стадии последующей гидротермальной. Но мы еще слишком мало знаем об агрегатном состоянии послемагматических растворов, хотя, в частности, можем утверждать, что более низкотемпературные из явлений стадии выщелачивания, например, образование кварцевых жил, протекают в типичных гидротермальных условиях, при жидком состоянии растворов. Из этих соображений мы принуждены отказаться от термина «пневматолитовая» стадия и говорить о «кислотной» стадии, или «стадии выщелачивания».

Следует отметить, что явления «приконтактового выщелачивания» этой стадии соответствуют «собственно-пневма-

¹ Х. М. Абдуллаев. Генетическая связь оруденений с гранитоидными интрузиями, 2-е изд. Госгеолтехиздат, 1956, стр. 214.

толитовым» явлениям классификации В. А. Обручева и европейских авторов»¹.

В противоположном смысле высказывается В. А. Николаев. Он пишет: «Так же неубедительно звучит и его (Шэнда.—И. Т.) возражение против термина «пневматолитовый». Мне думается, что это совершенно законный термин, который в интересующем нас вопросе — режиме летучих при кристаллизации глубинных магм—означает:

а) равновесное состояние твердых фаз и насыщенного расплава L с газовым (надкритическим) раствором L_{sc} (этап магматической дистилляции, высокотемпературного пневматолита и автопневматолита);

б) равновесное состояние фазы G или L_{sc} на более позднем этапе, при отсутствии расплава L , с теми или иными твердыми фазами (собственно пневматолитовый этап магматических систем III типа)².

Интересные и важные данные по этому вопросу были получены Н. П. Ермаковым (1950), изучившим особенности гомогенизации газовой-жидких включений в некоторых минералах (горный хрусталь, берилл, топаз, турмалин). Полученные Н. П. Ермаковым результаты нельзя истолковать иначе, как экспериментальное доказательство «глубинного пневматолитового минералообразования»³.

В пользу самостоятельного существования пневматолитовой стадии можно, наконец, привести и то обстоятельство, что для нее характерны кислородные минералы, вроде оловянного камня, вольфрамит, магнетита, которые образуются вследствие реакции при высокой температуре пневматолитового процесса между Cl_2 , F_2 , и H_2O , где освобождается кислород: $Cl_2 + H_2O = 2HCl + O$; $F_2 + H_2O = 2HF + O$.

С понижением температуры процесса до 400° , когда образуются гидротермы, газы F_2 , Cl_2 сменяются, по данным А. Е. Ферсмана, газами H_2S и CO_2 , поэтому гидротермальная фаза характеризуется сернистыми рудными и карбонатными нерудными минералами. Кроме того, для пневматолитовой фазы характерны замещения одних минералов другими, например, полевого шпата плавиковым шпатом (CaF_2), обра-

¹ Д. С. Коржинский. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», АН СССР, 1953, стр. 374.

² Под системой III типа подразумевается тройная система: вода—породообразующий силикат—летучий компонент.

³ В. А. Николаев. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». АН СССР, 1953, стр. 116.

зующимся за счет кальция анортитовой молекулы и фтора — газа; топазом, образующимся за счет глинозема и кремнезема полевого шпата и фтора (формула топаза $Al_2 [SiO_4] [F, OH]_2$; турмалином $(Na, Ca) (Mg, Al)_6 [Si_6Al_3B_3 (O, OH)_{30}]$, образующимся благодаря привнесу BF_3, BCl_3 ; слюдами, как калиевыми (мусковитом) $KAl_2 [AlSi_3O_{10}] [OH]_2$, так и литиевыми циннвальдитом $(K, Li) Fe, Al [Si_3AlO_{10}] [OH]_2$ и лепидолитом $KLi, Al [Si_4O_{10}] [F, OH]_2$, образующимся из полевого шпата благодаря привнесу в летучем состоянии H_2O, F_2, LiF .

Все эти минералы замещают полевые шпаты и вызывают грейзенизацию, или побеление породы. Грейзенизация породы связана также со значительным освобождением SiO_2 и слюды мусковита, а потому породу можно назвать ослоденелой и окварцованной.

Доказательством образования грейзена в результате действия газов может служить также неравномерная и крупная зернистость породы и рассеянное распределение рудного минерала, или, как говорят, импрегнация им породы.

Понятно, что пневматолитовые месторождения при остывании газов могут переходить в гидротермальные растворы, поэтому они часто связаны с гидротермальными месторождениями. Пневматолитовые месторождения обычно приурочены к трещинам охлаждения магматического массива и как таковые располагаются целой сетью рудных жил, которая носит название штокверка (рис. 13, 80).

Собственно пневматолитовые месторождения приурочены обычно к гранитным магмам, причем чаще к периферической части гранитного интрузива, где интрузив остыл и воспринимает на себя действие проходящих через него газов, продолжающих выделяться из нижней, остывающей его части. Так как газы обрушиваются на периферическую часть, то здесь они наиболее сильно действуют. Изменение в этой части интрузива называется автопневматолитом. Здесь образуются высокотемпературные минералы, содержащие в своем составе такие компоненты летучих, как F, Cl, B. Сюда относятся: топаз $Al_2 [SiO_4] \cdot F(OH)_2$; апатит (хлор- и фтор-apatит) $Ca_5(PO_4)_3 (Cl, F)$; плавиковый шпат CaF_2 ; турмалин (сложного состава боросиликат) общей формулы $(Na, Ca) (Mg, Al)_6 [Si_6Al_3B_3 (O, OH)_{30}]$; слюды — циннвальдит или литионит — также очень сложные силикаты лития со фтором и гидроксильной группой.

Все эти минералы образовались за счет полевых шпатов под действием на них фтора и воды. Они беднее кремнеземом или не содержат его (флюорит), поэтому избыточный кремнезем выносится в боковые породы и там дает новообразованный кварц. Такие сильно разрушенные окварцо-

ванные и ослуденелые породы называются грейзеном, если они не рудоносны, и цвиттером, если несут в себе оловянный камень.

Образование оловянного камня SnO_2 идет таким образом: сначала выделяется из гранитной магмы SnF_4 , который затем оседает в виде SnO_2 под действием горячих паров воды по реакции $\text{SnF}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{SnO}_2 + 4\text{HF}^*$ с освобождением HF , а последний с водой дает плавиковую кислоту, сильно разрушающую полевые шпаты и создающую за счет последних фторсодержащие силикаты, как топаз, апатит, плавиковый шпат. Попутно образуются и борсодержащие минералы, как турмалин.

Кроме оловянного камня, в большом количестве выносятся вольфрам, дающий минерал вольфрамит $(\text{Fe}, \text{Mn}) \text{WO}_4$ и литий, дающий слюду циннвальдит.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Гидротермальными принято называть месторождения, образовавшиеся в результате действия горячих вулканических вод. Эти воды называют также ювенильными, от латинского слова ювенилис — молодой, так как они впервые появляются на поверхности земли.

Однако в течение XVIII и большей части XIX столетия в науке господствовала так называемая нептунистическая теория образования руд, выдвинутая известным немецким ученым Абрагамом Готтлобом Вернером (1760—1817), который считал, что все рудоносные растворы образовались атмосферными водами.

Эта теория была развита другим немецким ученым — Зандбергером (работы с 1882 по 1885 г.) и получила название латераль-секреционной (от латинских слов латтералис — боковой и секрецио — выделение), т. е. будто руды образовались в результате выщелачивания из боковых пород атмосферными водами и заполнения трещин в этих породах. В настоящее время эта теория сохранилась только в отношении образования нерудных жил, состоящих из минералов, слагающих боковые породы. Этот тип жил принято называть альпийским по месту их первого нахождения.

Если бы сульфидные минералы, слагающие в основном рудные жилы, образовались путем выщелачивания их из бо-

* Надо заметить, что Берг и Берендт оспаривают вынос олова в виде SnF_4 и возможность образования оловянного камня по этой реакции.

ковых пород, то, во-первых, почему они представлены сульфидами, а не сульфатами, ибо атмосферные воды легко окисляют сульфиды; во-вторых, почему оруденевают не все трещины в рудоносном районе, а только наиболее глубокие?

В последнее время латераль-секреционная теория стала возрождаться в связи с опытами американского ученого Горансона, показавшего слабую растворимость воды в магме, следовательно, малое количество ее в интрузивном очаге, недостаточном для формирования рудного месторождения. Поэтому возникла теория подкорового происхождения рудных элементов, из-под сверхглубоких разломов, доходивших ниже базальтового слоя. Эту точку зрения развивают американские ученые Холмс, Локк, Биллингслей и др.

Однако советский ученый академик С. С. Смирнов, разбирая приведенные теории, пишет: «В вопросе об источнике рудоносных растворов, как известно, подавляющее большинство исследователей придерживается той точки зрения, что растворы эти являются позднейшими продуктами последовательной магматической дифференциации. Источником растворов, иначе говоря, считается магма в разнообразных ее проявлениях. Против этой «магматической» теории, в особенности в ее чистом виде, высказывается в последнее время ряд возражений. Последние можно разбить на две группы: первая включает возражения, вернее поправки, к существующей теории, воскрешающие некоторые положения латераль-секреционной гипотезы. Вторая группа исходит из представлений об абиссальном подкоровом происхождении рудоносных растворов, не имеющих якобы никакой связи с магматическими процессами в их обычном понимании»¹.

С. С. Смирнов считает возможным объяснять процессы оруденения в соответствии с группой теорий, признающих связь с магматическими процессами, но не без участия атмосферных вод, и совершенно отрицает возможность оруденения вне магматических (вернее, петрогенетических) процессов, т. е. под действием только эманаций, поднимающихся вдоль сверхглубоких разломов из подкоровых слоев Земли.

По этому вопросу он пишет: «Громадный объем геологических наблюдений указывает на то, что существует генетическая связь между эндогенными рудами и магматическими породами. Можно идти даже далее и утверждать, что определенным комплексам магматических пород отвечают и опре-

¹ С. С. Смирнов. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. — Записки Всерос. минер. о-ва, 2-я серия, ч. 76, вып. 1, 1947, стр. 25.

деленные комплексы рудных месторождений. Вряд ли есть необходимость приводить здесь многочисленные примеры, подтверждающие общую правильность подобного заключения. Кто будет при имеющихся теперь данных искать, например, месторождения хрома в областях, лишенных каких-либо проявлений основных магматических пород? Равным образом, бесполезно искать значительные концентрации олова в районах, в которых нет гранитоидов или порфиоров, риолитов и т. п.»¹.

Признавая связь гидротермальных месторождений с магматическими очагами, ученые, однако, расходятся во взглядах по ряду других вопросов, а именно:

1. Все ли магмы рудоносны?
2. Роль боковых пород как источников оруденения.
3. Есть ли связь между размерами интрузива или эффузива и размерами гидротермального оруденения?
4. Время и место отделения рудных растворов в магматическом очаге.
5. Причины, вызывающие подъем рудоносных растворов и расширение трещин.
6. Факторы, влияющие на скорость движения растворов.
7. Химизм процессов рудообразования в гидротермальных месторождениях.
8. О причинах образования первичной зональности рудных жил, столбов и бонанц.

Рассмотрим все эти вопросы в указанной последовательности.

ВСЕ ЛИ МАГМЫ РУДОНОСНЫ?

По этому вопросу мы уже приводили (см. стр. 25) высказывания И. И. Малышева. Акад. С. С. Смирнов пишет: «Громадный объем геологических наблюдений указывает на то, что существует генетическая связь между эндогенными рудами и магматическими породами. Можно идти даже далее и утверждать, что определенным комплексам магматических пород отвечают определенные комплексы рудных месторождений. Вряд ли есть необходимость приводить здесь многочисленные примеры, подтверждающие общую правильность подобного заключения»².

Приведенная точка зрения разделяется большинством геологов. Х. М. Абдуллаев пишет: «Однако мы не можем согласиться с теми геологами, которые, изучая рудные месторождения, удаленные от интрузий, связывают генезис таких ме-

¹ С. С. Смирнов. Указ. работа, стр. 26.

² Там же.

сторождений с поверхностными водами. В частности, В. Линдгрэн (1935) в своем учебном руководстве по минеральным месторождениям выделил группу месторождений полиметаллических руд в осадочных породах, генезис которых, по его мнению, не связан с интрузивной деятельностью»¹.

Касаясь происхождения минерализации этого типа, он говорит: «Американские геологи держатся того мнения, что атмосферные воды вызвали концентрацию свинца и цинка из осадочных пород палеозоя и что процессы интрузивной и постинтрузивной деятельности не участвовали в осаждении»².

Наиболее крупным из последних защитников латераль-секреционной теории, отмечает Х. М. Абдуллаев, был Ван-Гайз (работы с 1901 по 1904 г.), который считал, что 95% рудообразующих растворов атмосферного образования и только 5% — гидротермального.

Однако, в противоположность этой точке зрения, А. Г. Бетехтин пишет следующее: «Нельзя игнорировать того, что к настоящему времени при проведении разведочных и эксплуатационных работ на месторождениях сделано немалое количество наблюдений, позволяющих считать либо бесспорной, либо вполне вероятной связь рудных месторождений с массивами магматических пород»³.

РОЛЬ БОКОВЫХ ПОРОД КАК ИСТОЧНИКОВ ОРУДЕНЕНИЯ

Из приведенных выше данных видно, что сторонники латераль-секреционной теории образования гидротермальных месторождений источником рудных тел считают вмещающие их породы. Но наряду со сторонниками латераль-секреционной теории образования гидротермальных месторождений имеются и такие противники этой теории, которые, хотя и отрицают ее, однако источник руды все же видят в боковых породах, объясняя вынос ее не атмосферными, а вулканическими водами.

Такую точку зрения развивает Х. М. Абдуллаев⁴. Свою гипотезу он объясняет ассимиляционной специализацией как интрузивов, так и связанных с ними растворов. По его мнению, такие металлы, как железо, олово и др., могли заимствоваться из боковых пород.

Точно так же А. В. Королев объясняет обилие марганца на

¹ Х. М. Абдуллаев. Генетическая связь оруденений с гранитными интрузиями. 2-е изд., Госгеолтехиздат, 1954, стр. 23.

² Там же, стр. 22.

³ А. Г. Бетехтин. Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. 1953, стр. 492.

⁴ Х. М. Абдуллаев, Указ. работа, стр. 23.

северном склоне Кураминских гор в контакте гранодиоритового массива с толщей известняков среднего палеозоя заимствованием его постмагматическими растворами из толщи нижнедевонских эффузивных и туфовых пород, залегающих под известняками. Обилие баритовых жил в этом районе он объясняет выносом бария из мощной (более 2 км) толщи силурийских сланцев теми же гипогенными растворами.

Против указанной точки зрения Х. М. Абдуллаева и других геологов высказывается А. Г. Бетехтин. Он пишет: «...в последнее время на страницах нашей геологической печати ряд геологов (П. Н. Кропоткин, А. П. Никольский, Х. М. Абдуллаев, П. С. Саакян, М. М. Константинов, А. Д. Ершов и другие) выступает с высказываниями, в которых переоценивается значение вмещающих пород как источника металлов при образовании эндогенных месторождений путем ассимиляции или при образовании метаморфических месторождений путем перераспределения рассеянных в осадочных породах металлов с образованием обогащенных участков. Аналогичные же идеи публикуются начиная с 1940 г. и в иностранной литературе: Локк, Биллингслей и Мэйо (1940), Локк (1941), Гвимараэс (1947), Сулливан (1948) и др.»¹.

ЕСТЬ ЛИ СВЯЗЬ МЕЖДУ РАЗМЕРАМИ ИНТРУЗИВА ИЛИ ЭФФУЗИВА И РАЗМЕРАМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ?

До недавнего времени в науке господствовала точка зрения американского геолога В. Эммонса, что промышленные месторождения гидротермального образования связаны с крупными магматическими телами типа батолита, причем гранитного, как наиболее богатого летучими, давшими при охлаждении гидротермальные растворы.

Однако советские ученые, в первую очередь С. С. Смирнов и Ю. А. Билибин, доказали метафизичность теории В. Эммонса и ограниченность фактического материала, на котором она построена, на примере полиметаллического месторождения Корнуэльса в Англии. С. С. Смирнов установил, что почти все месторождения формировались не в один интрузивный акт, а в несколько. Кстати сказать, последние исследования в том же Корнуэльсе показали, что оруденение здесь связано не с одной, а, по крайней мере, с двумя интрузиями. Кроме того, как выяснила советская практика, гидротермальные месторождения образовались не только с крупными, но и с малыми интрузиями.

¹ Современное состояние и очередные задачи изучения рудных месторождений. «Советская геология», сб. № 43, 1955, стр. 10.

М. Б. Бородаевская отмечает: «Малые интрузивные тела и дайки жильных пород, выделяемые обычно под названием «малых интрузий», уже давно привлекают особое внимание исследователей и геологов-практиков, поскольку часто именно с этими формами проявления магматизма ассоциируют гидротермальные месторождения разнообразных полезных ископаемых»¹.

Х. М. Абдуллаев, касаясь генетической связи месторождений с интрузиями, указывает: «Наиболее сложным вопросом при изучении генетической связи оруденения с интрузиями является значительная концентрация рудной минерализации около так называемых «малых интрузий» и особенно несоответствие между сравнительно небольшими размерами этих интрузивных массивов и значительными проявлениями минерализации. Как известно, около небольших интрузивных массивов нередко встречаются крупные месторождения золота, полиметаллов и т. д. Такое несоответствие масштабов является одним из аргументов против генетической связи рудных образований с отдельными интрузивными массивами. Оно имело решающее значение для Ю. А. Билибина, который пришел к выводу о наличии «парагенетической связи» между малыми интрузиями и гидротермальными месторождениями (1946, 1947)... В отдельных рудных районах с малыми интрузиями очень широко развит контактовый метаморфизм с оскарнованием вдоль даек и малых интрузий (Кураминский хребет). Нередко в контактовой зоне таких предположительно малых интрузий наблюдается довольно мощные скарново-рудные образования (Зеравшанский хребет)»².

Исследователи полиметаллических месторождений (С. С. Смирнов, Ф. И. Вольфсон, В. И. Смирнов и др.) генетически связывают оруденение с малыми интрузиями, причем Ф. И. Вольфсон пишет: «В большинстве районов мира устанавливается локальная связь рудных жил гидротермального происхождения с дайками кислых и основных пород»³.

Впрочем, Х. М. Абдуллаев берет под сомнение связь больших оруденений с малыми интрузиями. По этому поводу он говорит: «Есть все основания предполагать, что во многих случаях малые интрузии являются апофизами более крупных

¹ М. Б. Бородаевская. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектоно-магматического цикла. Труды I Всесоюзного петрографического совещания, 1955, стр. 107.

² Х. М. Абдуллаев. Генетическая связь оруденений с гранитоидными интрузиями, стр. 55.

³ Ф. И. Вольфсон. Проблемы изучения гидротермальных месторождений АН СССР, 1952, стр. 46.

гранитоидных массивов (еще не обнаженных на данном эрозионном срезе), которые, по-видимому, и являются источником рудообразующих растворов»¹.

А. П. Никольский считает, что «малые интрузии, завершая развитие интрузивного комплекса, обычно являются последней значительной порцией магмы, с которой можно связывать образование рудных месторождений... Магма становится рудоносной только на определенной ступени своего развития»².

ВРЕМЯ И МЕСТО ОТДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ РАСТВОРОВ В МАГМАТИЧЕСКОМ ОЧАГЕ

По этому вопросу в литературе существует две точки зрения: одна американского ученого Грейтона, полагающего, что гидротермальные растворы возникают эволюционно из концентрированного силикатного расплава, и другая американского ученого Боуэна, который считает, что гидротермальные растворы образуются растворенными в магме газами, конденсирующимися при охлаждении в воду, так как преобладающая составная часть газов состоит из паров воды.

Г. Нейман³ пишет, что по поводу генезиса гидротермальных растворов имеется два мнения: 1) что эти растворы образуются после кристаллизации магмы; 2) что они существуют одновременно с магмой. По первой теории гидротермальные растворы имеют изначально кислый характер, так как в составе вод большую роль играют кислотные газы — F_2 , Cl_2 , B_2O_3 , CO_2 , H_2S . По второй — щелочной. Второй точки зрения придерживается В. А. Николаев, который на физико-химической основе доказал, что отделение газов от магмы идет непрерывно и что при этом последовательно меняется их состав⁴.

Отделение газов от магмы зависит от их количества в ней, от внешнего давления, что прежде всего определяется глубиной застывания магматического очага, и, наконец, от проницаемости для них боковых пород. Отделение летучих компонентов в том или ином количестве начинается задолго до достижения предела растворимости, но интенсивное отделение происходит лишь тогда, когда достигается предел растворимости и вся масса расплава как бы вскипает. В зависи-

¹ Х. М. Абдуллаев. Генетическая связь оруденений с гранитоидными интрузиями, стр. 64.

² А. П. Никольский. О некоторых вопросах генезиса гидротермальных месторождений. «Советская геология», сб. № 43, 1955 г., стр. 101.

³ См. Н. Нейман. *Economic Geology*, vol. XLIII, 1948, № 2, стр. 77.

⁴ См. В. А. Николаев. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического рудного процесса. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». АН СССР, 1953.

мости от различных комбинаций перечисленных условий это вскипание может происходить на различных стадиях остывания магматического расплава, однако чаще отделение летучих компонентов начинается лишь в самые поздние стадии процесса.

В. А. Николаев указывает на пульсирующий характер магматической деятельности в соответствии со взглядами С. С. Смирнова, отмечая неоднократное поступление газовой фазы и жидкого раствора, причем поступающие растворы имеют различный состав в различное время и на различных участках остывающего магматического расплава. В отличие от Грейтона В. А. Николаев проводит резкую грань между силикатным расплавом, дающим магматические породы, и газообразным раствором, из которого выделяются руды.

А. Г. Бетехтин, рассматривая вопрос о времени и месте отделения гидротермальных растворов из магмы, пишет: «На этот вопрос мы можем ответить следующим образом. Нельзя отрицать, что летучие компоненты (H_2O , CO_2 , HCl и др.), накапливающиеся по мере кристаллизации глубинной магмы в остающейся жидкости, в силу резкого возрастания упругости паров могут удаляться еще до наступления пегматитового этапа или во время развития пневматолитовых процессов (об этом свидетельствует хотя бы образование вокруг массивов ореолов контактного воздействия на вмещающие породы). Однако, как показывает изучение рудоносных пегматитов, а также скарновых зон, типичные, в частности сульфидоносные, гидротермальные образования возникают в относительно более поздние моменты. Встречающиеся в самих пегматитах сульфиды, а также касситерит, вольфрамит, шеллит и др., образуются в более поздние моменты пегматитового процесса.

Известны также, правда сравнительно редкие, случаи пересечения пегматитов гидротермальными жилами. То же наблюдается и в зонах скарнов. Все это позволяет нам считать, что рудоносные гидротермальные растворы возникают в относительно более поздние моменты и притом в самих интрузивных массивах»¹.

Что касается глубины образования водных растворов, то А. Г. Бетехтин определяет ее из расчета критической температуры воды в 400° в 12 км (считая геотермический градиент равным 34° на 1 км глубины). При средней плотности пород на этой глубине 2,7 давление на воду равно около 3000 кг/см^2 .

¹ А. Г. Бетехтин. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». АН СССР, 1953, стр. 129.

Х. М. Абдуллаев пишет о месте отделения растворов от магмы: «Могут ли постмагматические растворы зарождаться и концентрироваться в любой части массива, как допускаем мы, или же, как утверждают некоторые исследователи, они зарождаются только в корневых частях интрузива? Тогда почему же большинство глубоко эродированных массивов мало продуктивно или же иногда практически нерудоносно?»¹.

Г. Нейман говорит об этом: «В течение последних лет различные авторы дискутировали вопрос об условиях отделения гидротермального раствора при застывании магмы. В общем могут быть два случая:

1. Гидротермальный раствор является остатком от кристаллизации материнской магмы.

2. Гидротермальный раствор сосуществует с магмой как независимая фаза ее, а также сосуществует с твердой фазой ее — горной породой»².

Нейман признает оба вида гидротермальной дифференциации, причем отделение воды во время кристаллизации магмы он называет эндомагматической гидротермальной дифференциацией, а в конце кристаллизации магмы — экзомагматической гидротермальной дифференциацией.

ПРИЧИНЫ, ВЫЗЫВАЮЩИЕ ПОДЪЕМ РУДОНОСНЫХ РАСТВОРОВ И РАСШИРЕНИЕ ТРЕЩИН

Всякое движение определяется разностью потенциалов. Поэтому рудоносные растворы должны двигаться от мест с большим давлением т. е. с глубин, где они находятся под давлением до 3000 кг/см^2 , к поверхности, где давление равно 1 кг/см^2 . Это движение подтверждается трещинообразованием, которое предшествует рудоотложению. Трещины в породах в момент возникновения представляют собой вакуумы, в которые сразу же поднимаются газы, растворенные в воде, и сама вода. Прежде движущей силой растворов считали только заключенные в них газы, но это может быть лишь до конденсации газов в растворы, с конденсацией же движущая сила их падает.

Этому вопросу А. Г. Бетехтин посвятил специальную статью — «О причинах движения гидротермальных растворов», в которой он сначала критически рассматривает гипотезы американских исследователей, а затем приводит свои воззре-

¹ Х. М. Абдуллаев. Генетическая связь оруденений с гранитоидными интрузиями, стр. 279.

² Н. Нейманн. On hydrothermal differentiation, *Economic Geologie* vol. XLIII, 1948.

ния. Самой старой, говорит А. Г. Бетехтин, является точка зрения Линдгрена, который в 1934 г. писал, что движущей силой могло бы служить непрерывное выделение газов, толкающих впереди себя столб конденсированного раствора¹.

Росс (1937 г.) придерживается той же точки зрения, но высказывается более определенно. Он говорит, что газовая фаза, поднимающаяся через связанную с ней жидкую фазу, действовала как сила, движущая жидкость в направлении уменьшения давления. Однако автор не объясняет, чем могло быть обусловлено уменьшение давления.

Грейтон (1946 г.), изучая свойства и поведение газов и жидкостей применительно к глубинным условиям, отрицает роль газовой фазы в движении растворов. Подъем растворов он объясняет внешней движущей силой, а именно давлением вышележащих пород, причем по мере сокращения объема остающегося магматического раствора, по его мнению, должно происходить обрушение свода.

Противоположное представление о причине подъема рудоносных растворов развивает В. Эммонс (1937 г.). В своих рассуждениях он исходит из опытов Морея (1922) над кристаллизацией системы, состоящей из летучего и нелетучего компонентов и опытов П. Ниггли, который доказал, что огромное давление пара при кристаллизации гранитного расплава близ вершины батолита достаточно для образования трещин около куполов во внешней затвердевшей оболочке и породах кровли батолита.

Наконец, американские геофизики утверждают даже, что нет такой силы, которая могла бы продвигать воду от глубокой залегающей магмы к земной поверхности.

А. Г. Бетехтин, разбирая теории американских ученых, пишет: «Из повседневной практики мы хорошо знаем, что всякое механическое движение в применении к средам и материальным частицам вызывается различием тех или иных факторов, действующих в данной системе, и обуславливается стремлением системы к равновесию... Чем больше эта разница в давлениях, тем стремительнее будет поток, т. е. тем больше будет скорость движения растворов и тем большее количество их через данное сечение будет проходить в единицу времени»².

¹ См. А. Г. Бетехтин. О причинах движения гидротермальных растворов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». АН СССР, 1953, стр. 454.

² А. Г. Бетехтин. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», стр. 457.

Далее А. Г. Бетехтин говорит: «Поскольку эти растворы образуются в самом конце магматического процесса, когда собственно магматический этап уже закончился и магма превратилась в застывшие изверженные породы, нетрудно себе представить, что в условиях общего охлаждения интрузива и нагретых в соседстве с ним вмещающих пород должны были возникать в последних механические напряжения, ведущие к сокращению массы. По мере дальнейшего охлаждения пород эти напряжения, постепенно нарастая, в конце концов должны были разрядиться с мгновенным образованием полых контрационных трещин в наиболее ослабленных местах»¹.

В эти полые трещины, естественно, устремлялись газы и воды. Однако, указывает А. Г. Бетехтин, «...было бы неправильным объяснять движение растворов в раскрывающихся трещинах только всасывающими усилиями, не учитывая давления нагрузки пород, которое испытывают растворы на глубине»². Об активном подъеме гидротермальных растворов свидетельствует расширение трещин при заполнении жил. В пользу такого расширения говорит значительная мощность жил при наклонном положении, что невозможно было бы представить при существовании трещин до заполнения, а также увеличение объема при кристаллизации.

ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА СКОРОСТЬ ДВИЖЕНИЯ РАСТВОРОВ

Мы видели, что основным фактором движения растворов является разность давлений, под которыми они находятся. Но, как говорит А. Г. Бетехтин, «на скорость движения растворов существенное влияние должны оказывать также степень их вязкости (внутреннего трения) и механическое взаимодействие между жидкостью и стенками трещинных полостей. Сопrotивление давлению растворов, вызываемое вязкостью, в значительной мере зависит от природы веществ и их физических свойств. Газы обладают очень низкой вязкостью (в сотни раз меньше, чем у воды). От истинных (ионно- и молекулярно-дисперсных) растворов к коллоидным растворам (золям) вязкость сильно увеличивается. Для студенистых гелей характерна весьма высокая вязкость, позволяющая им продвигаться только в раскрытых трещинах и то лишь при условии очень большой разности давлений. Экспериментально выяснено, что при смешивании растворов, не реагирующих химически между собой, но обладающих различной вяз-

¹ А. Г. Бетехтин. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», стр. 462.

² Там же, стр. 463.

жкостью, значение вязкости смешанного раствора отвечает «средней величине по сравнению с исходными растворами»¹.

Если же при смешивании растворов образуются растворимые химические соединения, то, как показал Н. С. Курнаков, вязкость смеси по сравнению с вязкостью исходных растворов увеличивается в десять раз. Поскольку же по пути своего движения растворы претерпевают химические превращения, то это отражается на степени их вязкости. Выделение газов из растворов, влияя на изменение их химического состава, усиливает их вязкость. Такой вязкостью растворов объясняется образование брекчиевых текстур жил с изоляцией обломков друг от друга.

На скорость движения растворов, говорит далее А. Г. Бетехтин, влияет также их удельный вес. «Нужно сказать, что геологи нередко недооценивают этот фактор, полагая удельный вес гидротермальных растворов небольшим, чуть ли не близким к единице, что, очевидно, связано с представлением о сильно разбавленных растворах. Фактически удельный вес металлоносных растворов на разных стадиях процесса и в разных участках жил может меняться. В моменты образования концентрированных коллоидных растворов (золей), особенно в тех случаях, когда в виде дисперсной фазы обособляются сульфиды тяжелых металлов, удельный вес растворов должен существенно отличаться от такового разбавленных растворов. Известно, что путем приготовления искусственной суспензии галенита (в виде дисперсной фазы) в воде удельный вес жидкости легко можно увеличить настолько, что куски кварца будут выплывать в этой тяжелой жидкости (на данном принципе, как известно, основаны специальные гравитационные методы обогащения руд в тяжелых жидкостях)»².

ХИМИЗМ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Как мы уже отмечали, в гидротермальную фазу магматогенных процессов концентрируются главным образом халькофильные элементы. Из литофильных элементов, входящих в состав жильных или нерудных минералов, наибольшую роль играет кислород, затем кремний, кальций, магний, барий, фтор, бор, калий и натрий, входящие в состав кварца, каль-

¹ А. Г. Бетехтин. О причинах движения гидротермальных растворов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», стр. 457.

² Там же, стр. 458.

цита, доломита, барита, плавикового шпата, турмалина, слюд, цеолитов, альбита. Химизмом этих процессов детально занимался А. Г. Бетехтин, который подвел следующие итоги¹.

1. Подавляющая масса наблюдаемых в рудных месторождениях минералов действительно представляет собой труднорастворимые продукты тех или иных химических реакций.

2. Среди химических реакций, обуславливающих процессы гидротермального оруденения, распространены ионные реакции обменного разложения и, в частности, реакции нейтрализации и гидролиза. Особое значение приобретают окислительно-восстановительные реакции, идущие с изменением валентности реагирующих элементов.

Гидротермальные растворы, будучи сложными, многокомпонентными системами, возникающими в глубинных условиях, весьма чувствительны к изменениям внешних факторов равновесия (температуры, давления и особенно концентрации компонентов), приводящим к выпадению растворенных веществ. Понижение внешнего давления в связи с трещинообразованием неминуемо должно было приводить к выделению из растворов легколетучих соединений и газов HCl , HF , CO_2 , H_2S и др. Не исключено, например, что таким путем на ранних, относительно высокотемпературных стадиях гидротермальных процессов мог выпадать кремнезем, в результате удаления HCl , находившийся в равновесии с силикатами щелочей. На поздних, относительно низкотемпературных стадиях этих процессов удаление из насыщенных растворов CO_2 , как мы знаем, обуславливает выпадение карбонатов и т. д.

Падение температуры растворов, помимо того, что ведет к выделению растворенных веществ в результате пересыщения, играет очень важную роль в ходе химических реакций, так как сложные комплексные соединения с понижением температуры подвергаются распаду с выделением минералов относительно простого состава. Наконец, с понижением температуры растворов наступает увеличение растворимости газов — H_2S , CO_2 и др., а вместе с этим их электролитическая диссоциация на ионы. По мере увеличения концентрации этих продуктов диссоциации в растворах возникают новые нарушения химических равновесий, приводящих к выпадению новых, устойчивых в создавшихся условиях минеральных веществ.

Изменения концентрации компонентов в растворах вызы-

¹ См. А. Г. Бетехтин. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». АН СССР, 1953, стр. 232—237.

ваются не только химическими превращениями, обусловленными падением давления и температуры в ходе развития гидротермальных процессов, но в значительной мере также взаимодействием растворов с боковыми породами различного состава, через которые происходит их циркуляция. Несомненное влияние на осаждение минеральных веществ оказывает и состав поровых растворов в этих породах, пересекаемых жилами, наконец, смешение с вадозными водами, имеющими иной состав растворенных веществ и обогащенными в какой-то мере свободным кислородом.

Концентрация растворенных веществ может меняться при проявлении так называемого фильтрационного эффекта, возникающего при просачивании растворов через слабопроницаемые породы. Кроме того, имеется достаточно оснований, чтобы допускать весьма существенное влияние окислительно-восстановительного потенциала окружающей среды на нарушение химических равновесий в растворах, причем главную роль в этом играет изменение режимов кислорода по мере приближения к земной поверхности.

3. Химические превращения в гидротермальных растворах могут происходить хотя и неравномерно, но на всем пути их движения от магматических источников к земной поверхности. Наибольшие изменения физико-химических факторов, влияющие на процессы рудоотложения, происходят, очевидно, в период трещинообразования и связаны с тектоническими движениями, возникающими в окружающей среде вблизи мест накопления послемагматических металлоносных растворов. Как показывает изучение возрастных соотношений продуктов отложения на различных стадиях минерализации и возрастных соотношений в отдельных рудных полях, процессы рудообразования связаны часто с многократным возобновлением трещинообразования (в результате разрядки динамических напряжений, возникающих в послемагматические периоды).

При этом обращает на себя внимание нередко наблюдаемое различие минерального состава на различных стадиях минерализации и в разновозрастных жилах, генетически связанных с одним и тем же магматическим очагом. Эти изменения состава отлагающихся минеральных образований свидетельствуют также об изменениях во времени состава самих растворов, отделяющихся от магматического источника. Характерно, что во многих случаях, из самых последних порций гидротермальных растворов глубинного происхождения образуются почти безрудные карбонатные, баритовые, реже кварцевые, прожилки и жилы. Нередки также случаи,

когда ранние формации жил представлены почти пустыми кварцевыми массами.

Заметим, что по мере отложения минеральных веществ и взаимодействия с окружающей средой состав остаточных растворов претерпевает существенные изменения: происходит обеднение одними компонентами и обогащение другими, более устойчивыми в растворах в данных условиях. В ряде случаев этим объясняются признаки зонального распределения руд несколько различного состава в жилах, наблюдаемые иногда на относительно коротких расстояниях по вертикали, измеряемых сотнями метров. Такую укороченную зональность американские ученые называют процессом телекопирования. Вероятно, с этим же связаны переходы с глубиной рудоносных жил в убогие или почти безрудные участки вне зависимости от состава вмещающих пород. Известны примеры, когда для всего жильного поля богатое оруденение с глубиной прекращается примерно на одном и том же уровне.

4. Для понимания ряда химических процессов в гидротермальных растворах важно иметь представление о поведении в растворах газообразных компонентов, таких как H_2S , CO_2 и O_2 , с которыми в низкотемпературных условиях связано образование комплексных анионов SO_4 , CO_3 и HCO_3 . Сероводород, как можно судить по имеющимся данным, к моменту образования водных растворов (при температурах около 400°) практически должен находиться в недиссоциированном состоянии, т. е. в виде электрически нейтральных молекул H_2S .

Стало быть, при высоких температурах в гидротермальных растворах еще не могли существовать благоприятные условия для образования сульфидов. Вот почему не может быть и речи о переносе в растворах от магматических источников готовых дисперсных фаз сульфидов (т. е. в коллоидном состоянии). Сульфиды согласно минераграфическим исследованиям представляют собой относительно более поздние образования. Это вполне увязывается с физико-химическими данными: возникновение ионов S^{-2} , обусловленное электролитической диссоциацией H_2S , начинается с момента образования водных растворов и концентрация их возрастает по мере охлаждения растворов в соответствии с увеличением растворимости H_2S в воде.

Однако в сильно окислительных средах, в связи с переходом анионов серы в электрически нейтральные атомы и катионы, наступают ограничительные условия для образования сульфидов. Увеличение концентрации кислорода в гидротер-

мальных растворах, особенно в близповерхностных условиях, создает, таким образом, противоположные тенденции в минералообразовании: ряд металлов (олово, железо и др.), обладающих повышенным сродством с кислородом, выпадает из растворов не в виде сульфидов, а в виде окислов или кислородных соединений. Некоторые металлы, такие как цинк, кадмий, никель и др., связываясь с комплексными анионами SO_4 , образуют легкорастворимые соединения и уносятся с остаточными растворами, отделяясь от своих спутников, и т. д.

Заслуживает внимания также вывод о том, что CO_2 в высокотемпературных условиях не принимает активного участия в процессах минералообразования, хотя капельки жидкого CO_2 нередко обнаруживаются в газовой-жидких включениях в минералах высокотемпературных месторождений и даже в кварце гранитов, но при полном отсутствии каких-либо карбонатов в составе минеральных ассоциаций. Карбонаты, как показывают минералогические исследования, образуются в более поздние моменты, отвечающие более низкотемпературным условиям минералообразования.

Что касается хлора, фтора и бора, то они также являются активными минерализаторами, способными в гидротермальных растворах переносить многие тяжелые металлы в виде растворимых соединений. Хлориды и фториды легко вступают в химические реакции в растворах, насыщенных сероводородом, образуя с анионами S^{2-} труднорастворимые сернистые соединения. Однако металлы, обладающие высоким сродством с кислородом, например, вольфрам, в этих условиях выпадают из растворов в виде кислородных соединений. В условиях повышенной концентрации кислорода в растворах в виде окислов или кислородных соединений выделяются и другие металлы (олово, железо, марганец).

Хлор в результате реакций обменного взаимодействия в конце концов связывается со щелочами, главным образом, с Na, давая NaCl, обнаруживаемый в растворах в виде жидких включений в сульфидах и нерудных минералах. Фтор в высокотемпературных условиях может входить в состав таких минералов, как топаз, слюда и др., а при более низких температурах почти исключительно наблюдается в виде труднорастворимого фторида кальция-флюорита.

О поведении бора наши сведения ограничены. Можно полагать, что при распаде комплексных борнокислых соединений тяжелых металлов (боромолибденовых, боромедных, станно-боратов и др.), этот элемент в более высокотемпературных условиях способен образовывать боросиликаты (турма-

лин, аксинит и др.), а при низкотемпературных растворах, по-видимому, легко выносятся в виде растворимой борной кислоты с остаточными растворами. Об этом можно судить по присутствию его в некоторых горячих минеральных источниках ювенильного происхождения.

5. На химические равновесия и скорость реакции, а, следовательно, на процессы миграции и осаждения металлов огромное влияние оказывает изменение концентрации водородных ионов (рН) в водных растворах. Как известно, реакция окисления гораздо легче протекает в щелочных растворах. Увеличение концентрации ионов ОН в растворах способствует также образованию сульфидов и других соединений.

Имеются основания полагать, что химические свойства гидротермальных растворов по мере развития процессов не оставались постоянными. Они находились в зависимости не только от температуры, давления и связанных с ними химических превращений, но и от окислительно-восстановительного потенциала окружающей среды. Несомненно, также, что взаимодействие растворов с различными по составу вмещающими породами вызывало реакции нейтрализации с выпадением труднорастворимых веществ.

В конце этой главы А. Г. Бетехтин пишет: «Гидротермальные растворы, генетически связанные с гранитоидными интрузиями, в момент своего возникновения, по всей вероятности, являлись слабощелочными. В близповерхностных условиях сульфидоносные растворы в процессе окисления могли приобретать кислую реакцию среды вследствие появления в них существенных количеств сильного аниона. Однако подавляющая масса химических реакций, обусловивших гидротермальные процессы минералообразования, протекала, по-видимому, в слабощелочных или нейтральных средах»¹.

О ПРИЧИНАХ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕРВИЧНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РУДНЫХ ЖИЛ, СТОЛБОВ И БОНАНЦ

Из рассмотренных выше данных следует, что химический состав и характер растворов непрерывно меняются как с глубиной, так и во времени, в связи с изменениями термодинамических и физико-химических условий рудообразования, а значит, и различиями миграционной способности химических элементов.

¹ А. Г. Бетехтин. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования, стр. 237.

Бастин (см. Броун¹), однако, объясняет последовательность выделения рудных минералов не геохимически, т. е. не различиями эффективных радиусов ионов, а физико-химически, а именно, степенью растворимости рудных минералов в воде: менее растворимые выделяются раньше, чем более растворимые.

Бэнди (см. там же) объясняет последовательность выделения рудных минералов различиями их атомного веса, причем сульфиды с атомно-легкими металлами выделяются раньше, чем с атомно-тяжелыми, а кислородные — наоборот: с атомно-тяжелыми металлами выделяются раньше, чем с атомно-легкими.

Броун утверждает, что последовательность выделения сульфидных минералов зависит от их удельного веса: более легкие минералы выделяются раньше, чем более тяжелые и занимают верхи жил, а более тяжелые — низы жил.

Однако, как видно из приводимого ниже перечня минералов, расположенных по их удельному весу и по атомному весу металла, указанных закономерностей в рудоотложениях нет (табл. 23).

Таблица 23

Перечень минералов, расположенных по их удельному весу и по атомному весу металла

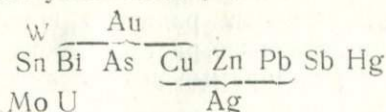
Минералы	Удельный вес	Атомный вес металла
Пирит FeS_2	5,02	55,84
Пироитин $\text{Fe}_n\text{S}+1$	4,70	55,84
Сфалерит ZnS	4,08	65,38
Халькопирит CuFeS_2	4,28	63,57
Энаргит $3\text{Cu}_2\text{SAs}_2\text{S}_3$	4,45	63,57
Теннантит $4\text{Cu}_2\text{SAs}_2\text{S}_3$	4,62	63,57
Стибнит Sb_2S_3	4,57	121,76
Галенит PbS	7,57	207,22
Буланжерит $5\text{PbS}2\text{Sb}_2\text{S}_8$	6,15	121,76—207,22
Аргентит $\text{Ag}_2\text{S}'$	7,32	107,88
Киноварь HgS'	8,10	200,61
Висмут самородный	9,75	209,00
Серебро самородное	10,50	107,88
Золото самородное	19,33	197,20

Г. Берг² дает такую последовательность выделения рудных элементов. Левый конец отвечает гипозоне, правый —эпи-

¹ J. St. Brown. Ore genesis. 1950, стр. 20.

² G. Berg. Vorkommen й. Geochemie der mineralischen Rohstoffe, 1929.

зоне, середина — мезозоне, боковые элементы являются спутниками срединных указанного ряда.



Сходную последовательность выделения рудных элементов приводит А. Е. Ферсман (рис. 84а, 84б).

На основании различного химического состава и текстуры жил принято выделять три жильных горизонта: верхний, или эпитермальный, средний, или мезотермальный и нижний, или гипотермальный. Текстура жил на разных горизонтах также различная, причем она сильно разнится в гипо- и эпизонах; в мезозоне текстура переходная между крайними. Для гипозоны характерна массивная или сплошная текстура, т. е. без пор, полостей или без друз и жеод, что может быть объяснено значительной концентрацией раствора в гипозоне.

В. Линдгрэн¹ пишет, что растворы, образовавшие жилы, были вначале высокой концентрации.

Для эпизоны характерны поясовая или корковая структура и большое количество полостей (рис. 85) или друз и жеод, что свидетельствует о сравнительно малом содержании на этом горизонте растворенных веществ и значительном содержании растворителя.

Поясовая структура указывает на последовательность выделения рудных и жильных минералов по трещине. Если трещина была секущей, то получается симметрично-поясовая (рис. 86а), а если пластовая, то асимметрично-поясовая (рис. 86б), так как в зальбандах жилы залегают разные породы. Если же жила была сбросовая, то последовательность выделения минералов сказывается в образовании так называемой кокардовой текстуры (рис. 87), которая характеризуется тем, что обломки пород оторачиваются рудным минералом, а нерудный материал образует цемент между обломками. Интересно, что обломки пород висят в рудном растворе вследствие его большой плотности.

Несколько иное расчленение жил проводит В. Эммонс, который делит их не на три, а на шесть горизонтов, в зависимости от глубины эрозии гранитного батолита, с каким он связывает жилы (рис. 88).

Жилы, связанные с батолитом, еще не обнаженным эрозией, Эммонс называет криптобатолитовыми (криптос — по-гречески скрытый); для этих жил характерны элементы эпи-

¹ W. Lindgren. Mineral Deposits. New York, 1928.

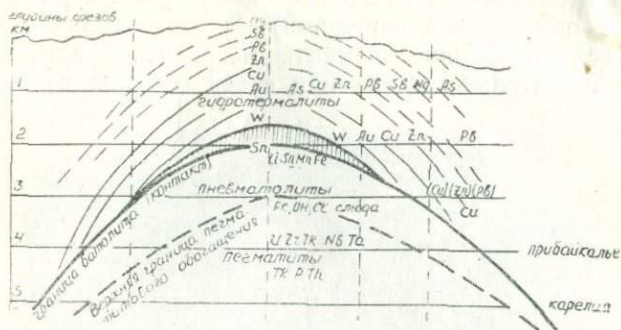


Рис. 84а. Геохимические концентраты, эрозионные срезы и распределение на поверхности Земли месторождений различных руд по А. Е. Ферсману. (TR — редкие земли).

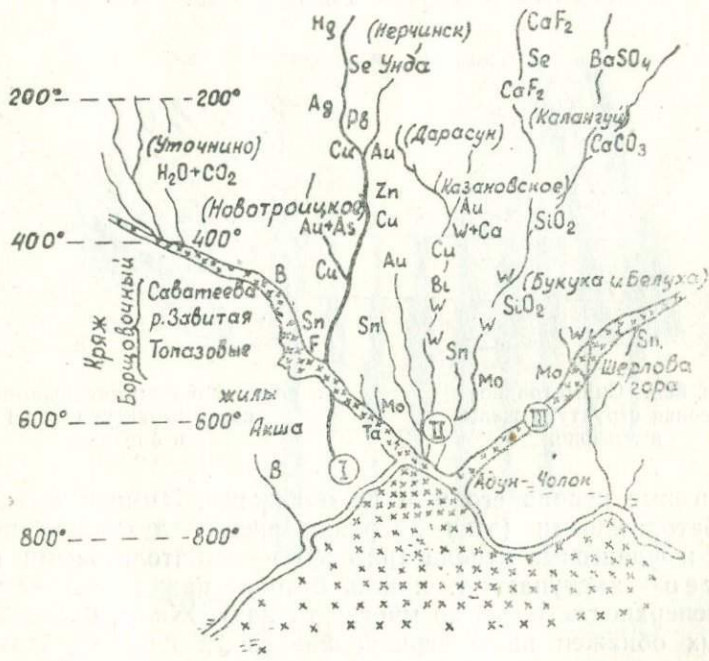


Рис. 84б. Схема геохимической эволюции гранитных массивов Забайкалья по А. Е. Ферсману.

зоны. Жилы, батолит которых стал едва обнажаться, он называл акробатолитовыми (а к р о с — по-гречески вершина, т. е. батолит с обнаженной вершиной). В этих жилах начинают развиваться химические элементы мезозоны. Жилы, батолит которых значительно обнажен в своей главной вершине, но

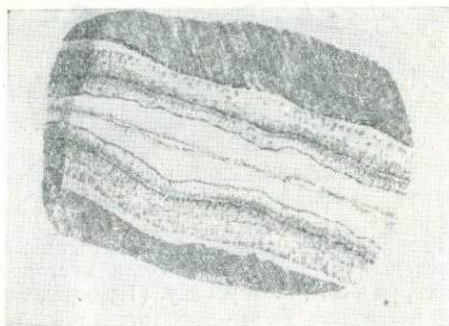


Рис. 85. Поясовая структура жилы эпизоны.

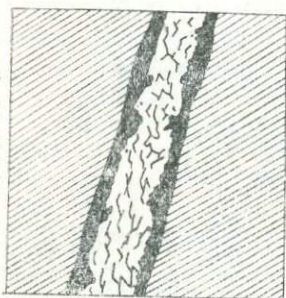


Рис. 86а. Симметрично-поясовая структура жилы в эпизоне.



Рис. 86б. Асимметрично-поясовая структура жилы в эпизоне.

фланговые купола его еще не обнажены, Эммонс называет эпибатолитовыми (эпи — верхняя часть), а если обнажались и фланговые купола (рис. 89) — эмбатолитовыми (эмбатео — выступать, т. е. весь батолит начинает выступать на поверхность Земли во многих точках). Жилы, батолит которых обнажен ниже вершин фланговых куполов, Эммонс называет эндобатолитовыми (эндос — внутри, т. е. обнажение прошло через середину батолита), а если батолит обнажен до основания, то оставшиеся жилы он называет гипобатолитовыми (гипо — внизу), т. е. батолит размыт до са-

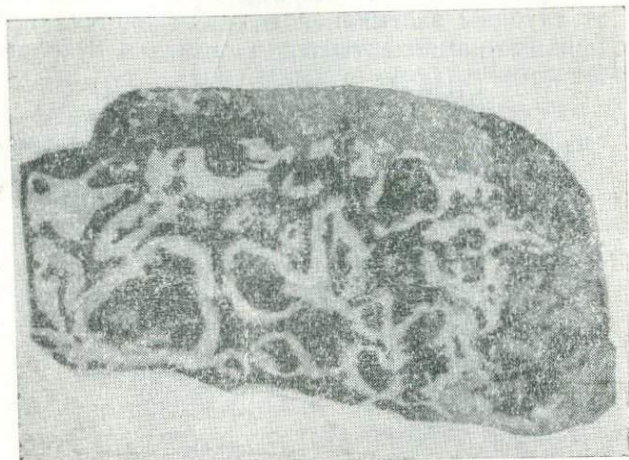


Рис. 87. Кокардовая текстура руды в эпизоле.

Глубины эрозии вагальта	As	Sn	W	Cu	Zn	Pb	Ag	Sb	Hg
Криптоалюлитовые	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Акробалюлитовые	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Эпидиалюлитовые	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Эпидиалюлитовые	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Эпидиалюлитовые	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Эпидиалюлитовые	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Эпидиалюлитовые	■	■	■	■	■	■	■	■	■

Рис. 88. Вещественный состав жил на разных глубинах эрозии их по В. Эммонсу.

мого основания оруденелой части. На этом горизонте оруденения нет.

Состав указанных жил изменяется не столько качественно, сколько количественно. Изменение состава жил в зависимости от глубины застывания его объясняется тем, что более подвижные компоненты поднимаются к куполам бато-

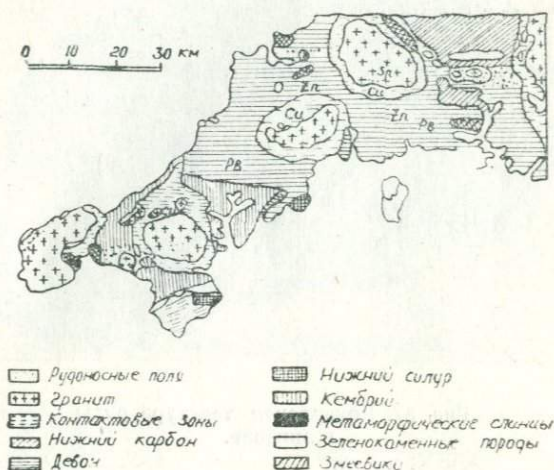


Рис. 89. Выходы эмботолитовых жил по В. Эммонсу.

лита, и чем выше купол, тем больше в нем этих компонентов. Из схемы Эммонса вытекает, что одни и те же химические элементы проходят через несколько горизонтов, но их роль изменяется в зависимости от горизонта.

Приведенная схема, однако, на советской практике не оправдалась, на что впервые обратили внимание С. С. Смирнов¹, Ю. А. Билибин², Н. А. Хрущев³. Эти исследователи прежде всего отметили, что указанный порядок распределения элементов по глубине жилы часто нарушается. Наблюдается даже обратная зональность, выражающаяся в том, что высокотемпературные минералы залегают выше низкотемпературных. Это идет вразрез с представлениями Эммон-

¹ С. С. Смирнов. К вопросу о зональности рудных месторождений. «Известия АН СССР, серия геологическая № 6, 1937.

² Ю. А. Билибин. Общие принципы металлогенических исследований. «Известия АН СССР», серия геологическая, № 5, 1947.

³ Н. А. Хрущев. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. Записки Всесоюзного минералогического общества, 1953, № 1.

са об одноактном оруденении месторождений, тогда как С. С. Смирнов утверждает, что гидро-термальные месторождения являются продуктами многоактных процессов, следствием пульсации рудных растворов. Таким путем легко объясняется и обратная зональность¹.

Недостатком теории В. Эммонса является также то, что, по его мнению, на миграцию и концентрацию химических элементов не влияют боковые породы, вернее, он их считает однородными по составу. Наконец, В. Эммонс ошибочно приурочивает все гидротермальные оруденения к гранитному батолиту, тогда как по данным советской практики гидротермальные месторождения связаны также с другими магмами и с другими по размерам интрузивами и эффузивами.

Деление жил на три горизонта — гипо- мезо- и эпитептермальные — признают все ученые, но некоторые из них связывают это не с глубиной, а с температурой или, вернее, с близостью или дальностью от интрузива. Так, например, Х. М. Абдуллаев (1, стр. 223) делит гидротермальные, или, как он их называет, постмагматические месторождения на три группы: 1) околоинтрузивной зоны, т. е. гипотермальной, 2) надинтрузивной, т. е. мезотермальной и 3) безинтрузивной зоны, т. е. эпитептермальной.

А. Е. Ферсман выделяет три горизонта жил, причем, кроме перечисленных выше химических и минералогических признаков их, приводит еще следующие признаки глубин: для гипозоны характерны твердые минералы — оловянный камень, вольфрамит; для мезозоны — минералы средней твердости — галенит, сфалерит; для эпизоны — мягкие минералы — сурьмяный блеск, реальгар, аурипигмент, киноварь. Кроме твердости на различных глубинах, говорит А. Е. Ферсман, минералы отличаются различными цветами: на больших глубинах они темные — вольфрамит, оловянный камень; на средних серые — свинцовый блеск, цинковая обманка; на малых глубинах яркие — аурипигмент, реальгар, киноварь.

В. Маухер (100) отмечает глубины жилы и по форме нерудных или жильных минералов (рис. 90).

Эти различия форм нерудных минералов обуславливаются не температурой и глубиной их образования, а изменением щелочности рудообразующих растворов по мере их продвижения.

¹ Эммонс, впрочем, полагает, что обратная зональность обязана своим существованием исключительно высоким концентрациям некоторых солей металлов, что вызывает осаждение их, как более растворимых, ранее менее растворимых.

Таким образом, многоформие нерудных минералов не есть признак полиморфизма, так как полиморфизм связан с изменениями кристаллической решетки, а не облика, хотя сам термин указывает на изменение облика (по-гречески

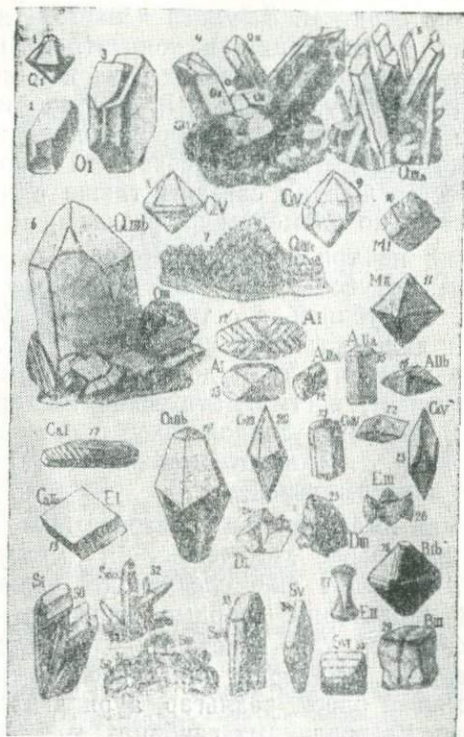


Рис. 90. Формы жильных минералов по В. Маухеру.

поли — много, морфе — форма). Этими изменениями щелочности можно объяснить скопление по жиле рудных минералов в виде столбов и бананц.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гидротермальные месторождения делятся на две больших группы: гидротермально-секреционные и гидротермально-метасоматические.

К первой группе относятся месторождения, обнаруживаемые в породах, не реагирующих или плохо реагирующих с рудными растворами. Они образуются путем простого запол-

нения трещин рудным материалом, откуда и название — секрецион, т. е. выделение. Такие жилы находятся в сланцах, в глинистых песчаниках, гранитах и других кислых изверженных породах.

Вторую группу гидротермальных месторождений образуют жилы, залегающие в известняках, доломитах, мергелях, известковых песчаниках, которые легко реагируют с рудными растворами. Этот генетический тип носит название метасоматического, от греческого слова *meta* — между, внутри и *soma* — тело, т. е. руда залегают не в трещине, а внутри породы, так как рудные растворы легко вытесняют карбонаты и занимают их место.

Такое деление гидротермальных месторождений дает В. А. Обручев, но ни А. Г. Бетехтин, ни П. М. Татаринов в своем учебнике (1946 г.) не выделяют метасоматических месторождений, что надо считать недостатком, ибо эти две группы так сильно разнятся по форме и промышленному значению, что объединять их не следует. Кстати сказать, гидротермально-метасоматические месторождения развиваются не только среди известковых пород, но и среди кварцитов (рудные тела Кривого Рога), если рудоносные растворы были щелочными. К гидротермально-метасоматическим относят и месторождения меди среди порфировых пород Коунрада, Бошекуля и других аналогичных месторождений.

Метасоматические месторождения отличаются от секреционных тем, что жильные горизонты в них сильно укорачиваются, или, как говорят американцы, наблюдается процесс телескопирования, т. е. звенья жилы, как звенья телескопа, вдвинуты друг в друга. В карбонатных породах и среди железистых кварцитов рудные тела имеют вид столбов, а в сланцах — вид жил (рис. 19).

РАЗМЕРЫ ЖИЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ В ГЛУБИНУ (ПОНЯТИЕ О ГЕОХИМИЧЕСКОМ ГРАДИЕНТЕ)

Как показали наблюдения, эта величина зависит прежде всего от скорости рудоотложения: при быстром рудоотложении жильные горизонты будут короткие, или, как говорят, жила телескопирована (как звенья телескопа вдвинуты одно в другое), при медленном рудоотложении рудные горизонты растянуты¹.

Какие же факторы влияют на скорость оседания руды? Главным фактором является скорость нейтрализации руд-

¹ Не нужно смешивать телескопирование с реювенацией, вызванной оживлением вулканической деятельности. При телескопировании образование минералов синхронно, при реювенации — асинхронно.

ных растворов, которые обычно идут из вулканического очага кислыми. Так как из всех пород кислые растворы, идущие из магмы, чаще всего нейтрализуются известняками и другими карбонатными породами, то и осаждение руды всего происходит в этих породах. Понятно, что здесь играет роль также мощность пластов карбонатных пород: если пласты их маломощны, то растворы не будут усреднены и понесут руду дальше вверх от вулканического очага; если же мощность пластов большая, то растворы будут усреднены и руда может вся задержаться. На усреднение влияет также скорость движения рудных растворов: ближе к вулканическому очагу, где растворы идут под сильным напором, нейтрализация их слабая, дальше от вулканического очага, где движение растворов ослабевает, нейтрализация усиленная.

Большое влияние на нейтрализацию растворов оказывает также смятость пород, так как в зоне смятия идет сильная разбивка растворов по трещинам и капиллярам; контакт растворов с боковыми породами будет теснее и нейтрализация растворов интенсивнее. В этих случаях растворы могут застаиваться, что ведет к метасоматическому замещению боковой породы рудой.

На скорость осаждения руды влияет также выделение газов (F_2 , Cl_2 , H_2S , CO_2) из рудного раствора, так как они являются растворителями руды. Выделение газов зависит от плотности пород. Пористые породы, особенно конгломераты, ракушечные известняки, легко пропускают газы и этим ускоряют осаждение руды на данном горизонте. Глинистые сланцы, наоборот, задерживая газы, помогают растворам нести рудный материал дальше. Песчаники занимают в этом отношении промежуточное положение. Геологи давно уже обратили внимание на связь оруденения с боковой породой и заметили, что самым благоприятным в смысле задержания руды являются руды старых генераций, затем идут известняки и другие карбонатные породы; кварциты занимают четвертое место, а глинистые сланцы — последнее (тринадцатое). Предпоследнее место занимают метаморфизованные глинистые сланцы, которые начинают благоприятствовать уходу газов, а значит и рудоотложению, благодаря более крупной зернистости.

РЯД ПОРОД ПО ИХ ВЛИЯНИЮ НА ОРУДЕНЕНИЕ (ПО МЮЛЛЕРУ)

1. Жильные породы и руды старых генераций (наиболее благоприятствуют оруденению).
2. Известняк.
3. Роговообманковые породы и габбро.

4. Кварцит.
5. Графитовые или вообще углеродистые сланцы, также квасцовые сланцы, кремнистые сланцы.
6. Нормальный биотитовый гнейс.
7. Богатый кварцем гнейс.
8. Кварцпорфир.
9. Гнейс, подобный слюдяным сланцам.
10. Богатый кварцем слюдяной сланец.
11. Серпентин.
12. Слюдяной сланец.
13. Глинистый сланец (наименее благоприятен для оруденения).

При равных петрографических условиях на уход газов влияет также глубина залегания породы: на больших глубинах уход газов затруднен, на малых — облегчен.

Таким образом, протяженность жильного горизонта в глубину зависит от целого ряда факторов. При медленном рудоотложении, что бывает среди глинистых сланцев и глинистых песчаников большой мощности, жильные горизонты могут растянуться на сотни метров и даже на километры, а при быстром рудоотложении, что наблюдается среди известняков, особенно смятых, жильные горизонты могут быть сокращены до десятков метров.

На глубину жильных горизонтов влияет, конечно, и глубина возникновения растворов: если растворы идут из глубоких интрузивов, то жильные горизонты залегают глубже, чем в том случае, если они связаны с гипабиссальными интрузиями или с эффузиями. Поэтому укорочение или телескопирование жильных горизонтов чаще связано с небольшими интрузиями и эффузиями. В целом глубина залегания жил доходит до 3 км и больше, причем она находится в прямой зависимости от их мощности и длины. Комштокская жила в Калифорнии имеет глубину залегания 900 м, а мощность — 100 м при длине 4 км. В зонах смятия жилы имеют вид плоских параллельных линз; длина оруденения зон смятия доходит до 200 км, а суммарная мощность — 1600 м.

Геологу-практику чрезвычайно важно знать глубину залегания жильного горизонта, а также возможные его изменения в связи с глубиной. Этому может помочь только комплексное изучение месторождения: тектоническое, петрографическое, геохимическое, минераграфическое. Весьма важным признаком глубинности является парагенезис, или совместное образование рудных и нерудных минералов, ибо отдельно взятый рудный элемент не определяет еще жильного горизонта, но в ассоциации с другим определяет его. Так, олово в ассоциации с вольфрамом является признаком глу-

бского жильного горизонта, как, например, в Циннвальде (Саксония), а олово в ассоциации с серебром указывает на верхи жил (тип Потози в Боливии); медь с турмалином характеризует глубокие горизонты жил, а медь с цеолитами и серебром — верхи жил (Медный полуостров на Верхнем озере в США). Такие парагенетические ассоциации рудных и нерудных минералов называются рудными формациями.

Характерными нерудными минералами жил являются кварц, кальцит, анкерит, доломит, барит, плавиковый шпат. Эти минералы называются жильными, в отличие от рудных, так как жилы в основном состоят из нерудных минералов; рудные же минералы составляют от долей процента до нескольких процентов. Рудные минералы принято называть просто рудными.

Некоторые ученые, как Е. Е. Захаров¹ и И. Г. Магакьян², рудные формации положили даже в основу классификации рудных месторождений. Но эта подмена генетических типов рудными формациями, безусловно, неправильна и вызывает громоздкую классификацию месторождений, малоудобную для запоминания.

Для определения глубины жильного горизонта чрезвычайно важно знать изменения, наблюдающиеся в боковых породах под действием гидротермальных рудоносных растворов. Этим вопросом занимался Ю. А. Билибин³, а в последнее время — коллектив авторов ВСЕГЕИ⁴. Если Ю. А. Билибин ставит изменение боковых пород в связь с глубиной жильного горизонта, то сотрудники ВСЕГЕИ поставили перед собой иные задачи, а именно:

1. Связано ли данное изменение горных пород с процессами, вызывающими отложение руд, или оно вызвано иными — «безрудными» процессами?

2. Руды какого состава или вообще какие полезные ископаемые могут быть встречены в связи с обнаруженными изменениями горных пород?

3. В каких направлениях следует вести поисковые работы для нахождения рудных залежей?

¹ Е. Е. Захаров. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. «Известия АН СССР», серия геологическая, № 5, 1953.

² И. Г. Магакьян. Главные промышленные семейства и типы руд. Записки Всесоюзного минералогического общества, 1955.

³ Ю. А. Билибин. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Записки Всесоюзного минералогического общества, 1950, ч. 80, вып. 2.

⁴ Коллектив авторов ВСЕГЕИ. Развитие науки о рудных месторождениях в годы Сталинских пятилеток. «Известия АН СССР», серия геологическая, 1953.

При этом в заключение авторы пишут: «Прямых ответов на все эти вопросы в общем виде дать нельзя, но все же ряд выводов, косвенно отвечающих на них, может быть получен при детальном изучении измененных пород»¹.

Ю. А. Билибин дает такую характеристику пород в зависимости от глубины жильного горизонта: «Для гипотермальных золоторудных месторождений наиболее характерным изменением боковых пород является березитизация², заключающаяся в том, что полевошпатовые породы превращаются в смесь кварца, белой слюды и пирита.

В некоторых гипотермальных месторождениях боковые породы бывают турмалинизированы, гранатизированы, биотитизированы и вообще проникнуты минералами, слагающими самородное тело.

Для мезотермальных месторождений особенно характерна карбонатизация в сопровождении серицитизации. Мусковит в этой группе месторождений не развивается, заменяясь серицитом. Также весьма часто встречаются хлоритизация (в магматических породах), окремнение или окварцевание (преимущественно в известняках, но также и в других породах) и пиритизация. Три последних типа изменений встречаются и в связи с гипотермальными месторождениями.

Для эпитермальных месторождений околожильные изменения особенно характерны. Они бывают четырех типов: пропилитизация, окремнение, каолинизация и алунитизация. Пропилитизация заключается в обильном развитии во вмещающих породах хлорита и пирита, благодаря чему они принимают грязнозеленоватую окраску. В менее значительных количествах и далеко не всегда развиваются эпидот, карбонаты и серицит. Пропилитизация обычно захватывает громадные площади в районе развития золоторудных жил.

Весьма часто, иногда независимо, иногда в связи с пропилитизацией, но в непосредственной близости от рудных жил, развивается окремнение вмещающих пород. Иногда оно сопровождается также развитием адуляра и серицитизацией.

В некоторых месторождениях вблизи поверхности громадные площади вмещающих пород бывают алунитизированы (алунит — $KAl(SO_4)_2 \cdot Al(OH)_3$). Изменение происходит под влиянием содержащейся в растворах серной кислоты. В дру-

¹ Коллектив авторов ВСЕГЕИ. Развитие науки о рудных месторождениях в годы Сталинских пятилеток. «Известия АН СССР», серия геологическая, 1950, № 1, стр. 256.

² Другие авторы березитизацию относят к мезотермальному горизонту.

гих случаях вмещающие породы бывают полностью каолинизированы; при этом происходит их сильное осветление»¹.

Недостатком этой характеристики измененных пород является отсутствие указаний на исходную породу.

Рассмотренные нами три горизонта жил геолог Грейтон дополняет еще двумя: одним в верхах эпитермального горизонта, а другим — внизу последнего, на границе с мезотермальным. Первый дополнительный горизонт он называет теле-термальным (теле тос по-гречески — оконченный), а второй — лептотермальным (лептос — умеренный, т. е. умеренной температуры).

Кроме парагенезиса, глубина жильного горизонта определяется структурой жилы — массивной в гипозоне и с друзами или жеодами в эпизоне.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Этот генетический тип может быть разбит на два подтипа: 1) развивающийся на контакте магмы с боковыми породами и 2) развивающийся далеко от магматического тела.

Первый тип носит название контакт-метасоматического, а второй — гидротермально-метасоматического.

Х. М. Абдуллаев расчленяет гидротермальные месторождения по степени удаленности их от интрузива на четыре группы:

1. Гидротермальные месторождения интрузивной зоны (этот тип отвечает пневматолитовому и контактовому типу в классификации В. А. Обручева, различия обуславливаются различиями боковых пород).

2. Гидротермальные месторождения околоинтрузивной зоны (отвечают гипотермальным месторождениям в классификации В. А. Обручева).

3. Гидротермальные месторождения надинтрузивной зоны (соответствуют мезотермальным в классификации В. А. Обручева).

4. Гидротермальные месторождения безинтрузивной (удаленной) зоны (эпитермальные по классификации В. А. Обручева).

Контакт-метасоматические процессы, связанные с гипотермальными водами, мы рассмотрели выше. Перейдем теперь к разбору гидротермально-метасоматических месторождений, относящихся к мезо- и эпитермальным жильным горизонтам.

¹ Ю. А. Билибин. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Записки Всесоюзного минералогического общества, 1951, ч. 80, вып. 2.

Эти месторождения связаны с интрузивными и эффузивными породами самого разнообразного состава — от кислых до ультраосновных. Залегают они преимущественно в осадочных и метаморфических породах кровли, но нередко также внутри массивов магматических пород. Боковые породы изменяются в зависимости от их петрографического состава: граниты переходят в березиты; кислые и средние эффузивные породы — во «вторичные» кварциты, которые образовались за счет кремнезема полевых шпатов, освободившегося в процессе их серицитизации, каолинизации. Ультраосновные породы переходят в листвениты — продукты карбонатизации магнезиальных силикатов, распадающихся под действием углекислоты гидротермальных растворов на тальк, магнезиальные карбонаты и кремнеземы. Интрузивные и эффузивные породы основного состава подвергаются хлоритизации.

Глинистые сланцы и аркозовые песчаники подвергаются окварцеванию, а карбонатные — доломитизации, сидеритизации, магнезитизации, а также окварцеванию. Этим путем образовались сидеритовые руды Бакальского месторождения в Златоустовском округе на Южном Урале, сидеритовые руды Бильбао в Испании, Эрцберг в Австрии. К данному генетическому типу относятся магнезиты Саткинского месторождения на Урале, порфиновые медные руды Казахстана (Коунрад, Бошекуль), Средней Азии (Алмалык), США (Бингхэм в штате Юта, Или в штате Невада), месторождения в Сев. Чили (Чуквикамата) и ряд других. Сюда же относятся месторождения медистых песчаников Джекказгана в Казахстане, месторождения свинцово-цинковых руд Нерчинского района в Забайкалье, Отави в Африке, сурьмяных руд Костанайк в Югославии и ряд других сульфидных месторождений. Вообще для мезо- и эпитеpmальных гидротермальных горизонтов характерны сульфидные руды.

Что касается форм рудных тел этого генетического типа, то они весьма разнообразны: штокообразные, пластообразные, жиллообразные. Размеры также различные — от громадных (Бильбао, Бакальское, Эрцберг в Австрии) до небольших линз в тех же месторождениях.

Описанные выше рудные горизонты относятся к первичным. В процессе выветривания создаются вторичные горизонты (один или два), причем нижний горизонт является производным верхнего (рис. 91). Верхний горизонт носит название железной шляпы, или железной шапки, так как в нем сильно развит бурый железняк, а нижний называется зоной цементации, потому что продукты окисления верхнего горизонта, переносясь в нижний, являются для его руд цемен-

том. Нижнюю зону принято также называть зоной вторичного сульфидного обогащения, ибо она развивается только на сульфидных месторождениях и характеризуется образованием сернистых соединений — путем восстановления спускающихся из зоны окисления сульфатных вод. Рассмотрим эти зоны.

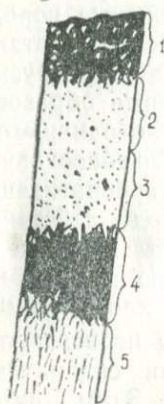


Рис 91. Вторичные жильные горизонты.

- 1 — железная шпала;
- 2 — выщелоченная зона;
- 3 — богатая окисленная зона;
- 4 — зона цементации;
- 5 — зона первичных сульфидных руд.

ВТОРИЧНЫЕ ЖИЛЬНЫЕ ГОРИЗОНТЫ

Факторы, влияющие на образование зоны окисления и зоны цементации и минералогическая характеристика этих зон

Главнейшими факторами, влияющими на образование зоны окисления и сопряженной с ней зоны цементации, являются вода, кислород и углекислый газ. Этими тремя факторами и определяется минералогический состав зоны окисления: здесь образуются окислы, карбонаты, силикаты, сульфаты и другие кислородные соли, а также гидраты. Поскольку основным фактором образования обеих зон является вода, то глубиной ее проникновения и определяется их мощность. Как указывалось, эти зоны могут образоваться на рудах, подверженных окислению. Такими рудами являются в первую очередь сернистые соединения.

После сернистых соединений легко окисляются закисные соединения металлов, например, сидерит, силикаты железа. При совместном нахождении сернистых и закисных соединений металлов оказывается, что в первую очередь окисляются сернистые, а затем закисные; сернистые соединения служат защитой для закисных. Интересно, что закисное соединение железа в силикатных легче окисляется, чем закисное ее соединение в магнетите, поэтому магнетит под защитным действием силикатов долго сохраняет свой состав и свои магнитные свойства. Этим объясняются магнитные свойства роговообманковых кварцитов Криворожья, называемых «роговообманковыми роговиками». Чистые железистые кварциты, т. е. не содержащие силикатов железа, называемые джеспилитами, труднее сохраняют свои магнитные свойства.

Как не равно отношение железа в разных его соединениях к окислению, так не равно и отношение сульфидов

различных металлов к процессам окисления. Даже одно и то же химическое соединение, но в разных кристаллических решетках (пирит и марказит) окисляется и растворяется с разной скоростью. Вообще процессы окисления протекают очень сложно и многообразно, причем большую роль играют также различные ассоциации сульфидов. Это объясняется тем, что сульфиды в контакте с водой образуют как бы электрические батареи, причем ток течет от минерала, имеющего более высокий потенциал, к минералу с более низким потенциалом. Последний поэтому быстрее окисляется и растворяется и защищает первый от окисления. Электроактивность сульфидов—сложное явление, и потенциал изменяется для одного и того же сульфида в зависимости от природы раствора и степени поляризации. В чистой воде окисление и растворение сульфидов идет медленно, в углекислой быстрее, а в сернистой еще быстрее. Ниже указана последовательность окисления сульфидов (табл. 24).

Таблица 24

Последовательность окисления сульфидов

Ряды ассоциации минералов

1	2	3	4	5
Халькозин	Халькозин	Халькозин	Пирротин Сфалерит Галенит	Пирротин Сфалерит
	Пирротин	Борнит Пирротин Халькопирит	Халькопирит Пирит	Халькопирит Пирит
Пирит	Пирит	Пирит		

Расхождения, наблюдающиеся в указанных рядах, объясняются различиями природных условий, так как последовательность окисления зависит от характера среды. В каждом ряду минералы, расположенные выше, окисляются легче, чем расположенные ниже.

Из приведенных данных видно, что скорость окисления рудного тела определяется его минералогическим составом, в частности, парагенезисом сульфидов, ибо разные ассоциации сульфидов дают разные скорости окисления и растворения.

Рудные минералы, представляющие собой окисные соединения, как, например, оловянный камень, красный или бурый железняк, а также благородные металлы, не дают зоны окисления, а следовательно, и зоны цементации, которая

образуется благодаря реакции продуктов окисления, просачивающихся в нижние горизонты с первичными рудными минералами.

Кроме минералогического состава и парагенезиса, на образование зоны окисления и зоны цементации оказывают влияние еще такие факторы: рельеф местности, продолжительность действия или возраст рудного тела, климатические условия, трещиноватость рудного тела, а также боковых пород, петрографический состав боковых пород.

Известняки и другие карбонатные боковые породы благоприятствуют нейтрализации кислых растворов, образующихся в процессе окисления сульфидов, и тем задерживают рудный материал от проникновения его вглубь, хотя С. С. Смирнов указывает на большую глубину зоны окисления в известняках месторождения Тинтик (в штате Юта в США) благодаря карстовым явлениям.

Соотношение мощностей зоны окисления и зоны цементации обычно бывает в пользу зоны окисления, причем мощность первой может достигать десятков и даже сотен метров, а мощность второй—десятков метров. Иногда наблюдается нарушение в пользу той или иной зоны.

Первый вид нарушений, когда развивается зона окисления и не развивается или слабо развивается зона цементации, объясняется тем, что образующиеся продукты окисления малоподвижны: например, при окислении свинцового или сурьмяного блеска образуются малоподвижные $PbSO_4$ и $PbCO_3$, Sb_2O_4 , $Sb_2O_4 \cdot nH_2O$.

При окислении железного и других колчеданов создается малоподвижный лимонит (железо входит в состав колчеданов), что дало повод назвать зону окисления сульфидных руд железной шляпой. Точно так же малоподвижны продукты окисления молибденита, известные под названием молибдата (MoO_3), киновари и др. Есть, однако, минералы, продукты окисления которых очень подвижны, но зоны цементации они все-таки не образуют. Например, цинковая обманка дает легкоподвижную соль $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$ (госларит), но зоны цементации не создает. Это объясняется тем, что сульфат цинка в нижних горизонтах не может ни вытеснить первичную цинковую обманку или другие первичные руды, ни вступить с ними в химические реакции. Вытеснение первичных сульфидов определяется их растворимостью, но не всегда величиной экв (см. нижеследующий ряд элементов по их способности к замещению):

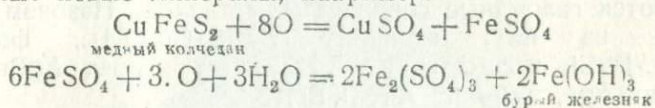
$\overset{\cdot\cdot}{Hg}$	$\overset{\cdot\cdot}{Ag}$	$\overset{\cdot\cdot}{Cu}$	$\overset{\cdot\cdot}{Pb}$	$\overset{\cdot\cdot}{Zn}$	$\overset{\cdot\cdot}{Fe}$
Эки = 0,93	0,60	2,10	1,65	2,20	2,12

Сульфиды элементов, стоящих левее в этом ряду, вытесняют сульфиды элементов, стоящих правее от них, причем тем легче, чем дальше между ними расстояние в этом ряду. Впрочем, по данным Эммонса, еще не наблюдалось случаев вытеснения сульфидами цинка сульфидов железа (пирита, марказита, пирротина), хотя цинк в ряду стоит левее железа и эк его больше, чем у железа.

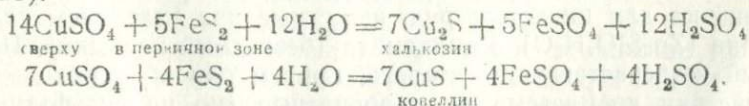
Второй вид нарушений, когда развивается зона цементации и отсутствует или имеет малую мощность зона окисления, объясняется сносом зоны окисления при денудационных процессах, особенно при движениях ледников.

Как видно, образование зоны цементации и зоны окисления является функцией многочисленных факторов химического и геологического порядка. Рассмотрим процессы окисления и цементации в некоторых сернистых и кислородных рудных месторождениях. Заметим при этом, что процесс окисления сульфидов обычно начинается с присоединения кислорода, т. е. с образования сульфатов; затем образуются карбонаты, особенно при наличии известняков в боковых породах, и, наконец, окислы. Поэтому по минералогическому составу зоны окисления можно судить об относительном возрасте ее. Так, при окислении свинцового блеска (PbS) сначала образуется PbSO₄ (англезит), затем PbCO₃ (церуссит) и, наконец, PbO (глёт).

В зоне же цементации, в отличие от зоны окисления, развиваются сернистые соединения, поэтому она называется зоной вторичного сульфидного обогащения. Кислород здесь уступает место сере, причем в зависимости от количества и качества притекающих сюда растворов создаются разнообразные новые минералы, например:



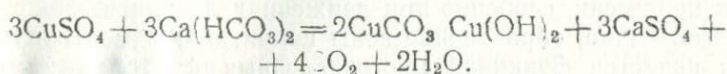
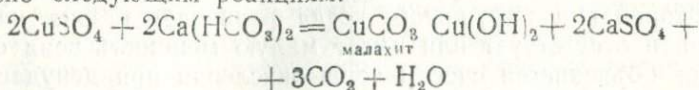
Сульфат меди (CuSO₄), спускаясь в нижние горизонты и встречая обычного спутника медного колчедана — серный колчедан, вступает с ним в реакцию и в зависимости от их количественных соотношений образуется либо медный блеск или халькозин (Cu₂S), либо медное индиго или ковеллин (CuS).



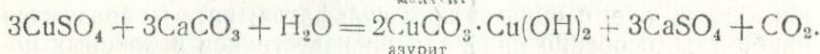
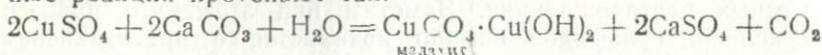
Сульфат окиси железа Fe₂(SO₄)₃, являющийся активным растворителем почти всех природных сульфидов и обычных

металлов, а по данным Г. Берга и золота (Эммонс, впрочем, считает, что оно не растворимо в этом сульфате), переносит золото, сопровождающее медный колчедан, в зону цементации и откладывает его здесь.

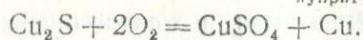
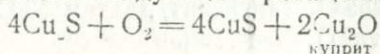
В зоне окисления при наличии в водах большого количества карбоната кальция образуются малахит и азурит согласно следующим реакциям:



В случае действия раствора CuSO_4 на известняк указанные реакции протекают так:

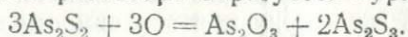


При окислении богатых медью рудных минералов, как халькозит, борнит, ковеллин, образуются куприт и самородная медь согласно следующим реакциям:



самородная медь

При окислении реальгара образуется аурипигмент



В пустынных климатических условиях в зоне окисления создаются галоидные соединения металлов. Назовем некоторые из них: атакамит $\text{CuCl}_2 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$, фосгенит $\text{PbCO}_3 \cdot \text{PbCl}_2$, хлор-аргирит AgCl , бром-аргирит AgBr , иод-аргирит AgI , эмболит $\text{Ag}(\text{Cl}, \text{Br})$.

Впрочем, галоидные соединения этих металлов могут образоваться также при притоке соленых вод, например, из соляных залежей.

При большом содержании в растворах кремнезема некоторые рудные минералы в зоне окисления дают кремнекислые соединения. Особенно характерны кремнекислые соединения для цинковых руд, известные под названием каламина ($\text{Zn}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) и виллемита (безводный каламин). Первый встречается чаще второго, причем оба образуются при действии кремнезема на карбонатные (но не сульфатные) соединения цинка. Медь также дает кремнекислые соединения, например, хризоколла ($\text{CuSiO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Из приведенных химических реакций видно, что в зоне окисления и в зоне цементации образуются своеобразные минералы. Особенно характерны ассоциации их, так как в единичных видах некоторые из них могут образоваться и иными путями. Вообще парагенезис минералов является диагностическим признаком не только для указанных зон, но и для всех образований как рудных, так и нерудных.

Кроме минеральных ассоциаций, для отличия зоны окисления и зоны цементации от других генетических типов следует учитывать также текстуры и структуры этих зон, так как эти два признака являются отражением условий образования любых минеральных ассоциаций.

ТЕКСТУРА И СТРУКТУРА РУД ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ И ЗОНЫ ЦЕМЕНТАЦИИ

В связи с указанными выше условиями образования зоны окисления, основным текстурным типом этой зоны являются ячеистая и пористая текстуры, как следствие выщелачивания

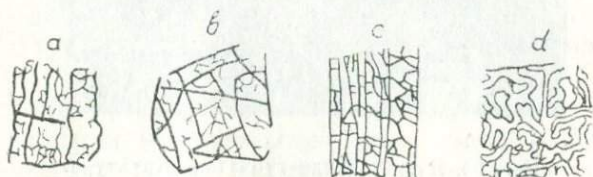


Рис. 92. Структуры рудных минералов зоны окисления.

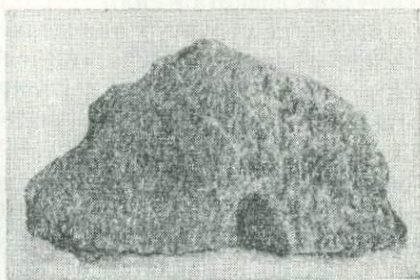


Рис. 93. Ящичные структуры.

чивания части компонентов и переноса их в нижние горизонты. Если процесс выщелачивания охватывает значительную часть рудного тела, что имеет место при окислении богатых сульфидных руд, то происходит даже осадка отдельных участков с брекчированием осевших масс, что впервые

было отмечено М. В. Ломоносовым. Перемещения рудных растворов влекут за собой сталактитовые, корковые, брекчиевые, друзовые текстуры.

Сильное развитие серной кислоты в зоне окисления сульфидных руд ведет к разрыхлению породы и к образованию рыхлых, землистых текстур. Трещины спайности в минералах, являясь путями движения растворов, создают своеобразные текстуры, вернее, структуры, так как они определяются характером кристаллической решетки (рис. 92). Эти струк-

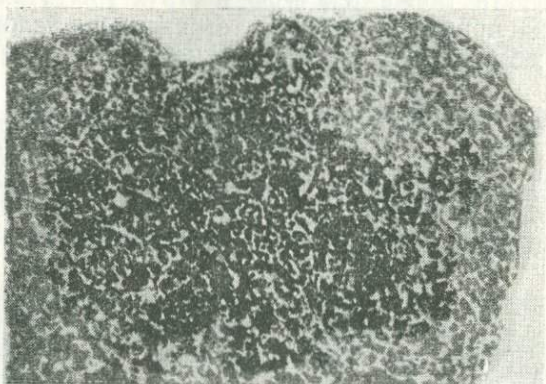


Рис. 94. Ячеистая или губчатая структура.

туры носят название ящичных (рис. 93), а при отсутствии спайности, как у пирита, или при густой спайности, как у сфалерита, образуется ячеистая или губчатая структура (рис. 94). Форма ящичных структур определяется формой и размерами ячеек, создаваемых трещинами спайности, а по форме этих ячеек, хорошо выявляемых в полированных шлифах (аншлифах), можно даже определить исходный минерал, давший эти характерные текстурные формы, если от него не осталось реликтов.

Кроме формы ячеек, важным признаком для установления исходного минерала может служить также цвет вторичного минерала, так как он изменяется от примесей окислов других рудных элементов. Например, в свинцовых месторождениях цвет лимонита приобретает охристый оттенок от окислов свинца, в халькозиновых месторождениях—каштановый оттенок от примеси красной закиси меди (куприта). Кирпично-красный цвет он приобретает только при образовании из пирита, т.е. при отсутствии примесей окислов других металлов. Что касается густоты окраски лимонита, то она зависит от количества адсорбированной воды, которая

в формуле лимонита обозначается Aq (формула лимонита $Fe_2O_3 \cdot H_2O \cdot Aq$).

Помимо указанных текстурных признаков, в качестве диагностического признака зоны окисления может служить так называемая коллоидная, или коллоформная (она же колломорфная) структура, так как в этой зоне развиваются коллоидные структуры как следствие разрушения кристаллических решеток минералов.

В зоне цементации, наоборот, развиваются кристаллические структуры, так как здесь создаются кристаллические решетки за счет продуктов разрушения, принесенных из зоны окисления. В связи с переносом рудных веществ из верхних горизонтов, зона цементации характеризуется скреплением—цементацией—рудных минералов, почему она и получила свое название. Так как принесенные из зоны окисления вещества борются в зоне цементации за место, то здесь развиваются так называемые структуры замещения, проявляющиеся в разных видах в зависимости от путей движения растворов: замещение по трещинам спайности, замещение вообще по трещинам зерен, замещение по контурам зерен (рис. 5а, б).

Рассматривая образование вторичных зон в гидротермальном жильном месторождении, надо иметь в виду, что минералогический состав их, структуры, а также текстуры изменяются в связи с тем, что эти зоны постепенно опускаются вниз по жиле по мере ее размывания. Поэтому вторичные зоны могут развиваться на разных горизонтах жил и в связи с этим давать различные минералы и структуры для одной и той же жилы. Кроме того, в зоне окисления некоторых руд выявляются свои подзоны: окисленных руд, окисленных выщелоченных руд, а также богатых окисных руд.

Естественно, что вторичные зоны присущи не только гидротермальным жилам, но и другим генетическим типам сульфидных руд.

Мы рассмотрели генетические типы, связанные с магматическими процессами в широком понимании этого слова, или так называемые магматогенные месторождения, а также вторичные зоны на них, образовавшиеся в процессе выветривания. Процессы выветривания создают целую группу генетических типов, среди которых зона цементации является одной только разновидностью их, известных под названием инфильтрационных.

Перейдем к рассмотрению месторождений выветривания.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ, ТАКЖЕ ГИПЕРГЕННЫЕ¹

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Этот генетический тип образуется в процессе выветривания как рудных месторождений, так и горных пород. Процесс выветривания сложный и сводится к механическому и химическому разрушению пород. Механическое разрушение наблюдается в безводных районах, например, в пустынях или в полярных странах, где вода скована в лед. В районах же, где вода находится в жидком состоянии, разрушение идет химическое при поддержке кислорода, углекислого газа, микроорганизмов. Химическое разрушение дает более многообразные продукты, чем механическое, так как при этом наряду с химическими создаются и механические продукты—обломочные породы, или россыпи.

В целом месторождения выветривания можно разбить на такие группы:

1. Продукты разрушения переносятся или остаются на месте в виде обломков; этот тип полезных ископаемых носит название россыпей.

2. Продукты разрушения переносятся в растворенном состоянии и либо уносятся в стороны от места выветривания, либо просачиваются в нижние горизонты. Первый тип носит название химически-осадочного, а второй—инфильтрационного. Ко второму типу относятся зоны цементации сульфидных руд.

3. Часть продуктов выветривания, химически обогащенная, остается на месте. Такие месторождения называются остаточными, или месторождениями коры выветривания, или метатетическими (от греческого слова метатасо—перестраиваться, так как второстепенные элементы при этих процессах делаются главными).

Перейдем к рассмотрению этих генетических типов.

РОССЫПИ

Россыпи делятся на такие важнейшие промышленные группы (рис. 95):

1. Россыпи на коренных залежах (элювиальные) или вблизи них на водоразделах (делювиальные). Элювиальные получили название от латинского слова элюэре—вымывать,

¹ Гипер по-гречески—над, генезис—образование, т. е. поверхностные образования, в отличие от процессов, идущих из глубины, или гипогенных (гипо—по-гречески—внизу).

а делювиальные—от слова делюэре—смыть. Делювиальные россыпи называются также увальными¹.

2. Речные россыпи, или аллювиальные (от латинского слова аллюэре—намыwać).

3. Морские и дельтовые россыпи. Последние—как промежуточные между речными и морскими, так как россыпь вынесена рекой, но отложена в пределах моря.

Все указанные генетические типы россыпей в свою очередь делятся на: современные, ископаемые, террасовые (речные и морские), являющиеся промежуточными между современными и ископаемыми. Кроме того, выделяют ледниковые,

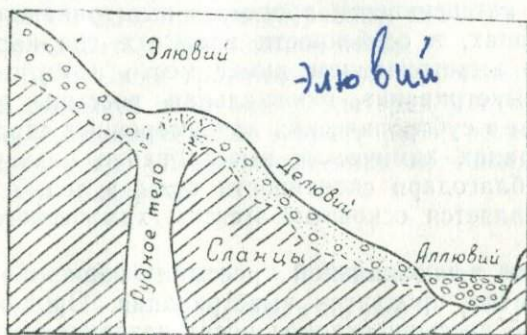


Рис. 95. Промышленные группы россыпей.

а также золотые россыпи—вблизи коренных залежей, но они большого промышленного значения не имеют.

Большую промышленную роль играют россыпи современных рек, так как их поиски и эксплуатация осуществляются легче, чем других генетических типов. Ископаемые россыпи открываются геофизическими методами, они имеют большое промышленное значение, особенно для Сибири. Ископаемые дельтовые россыпи известны еще реже, что, вероятно, связано с трудностью установления их, как, например, крупнейшая в мире золотосная россыпь Витватерсранд (или сокращенно Ранд) в Южной Африке. Большие затруднения для эксплуатации представляют современные береговые россыпи, но в отдельных случаях они широко эксплуатируются. К ископаемым береговым россыпям, возможно, относятся криво-рождские аркозо-конгломераторные породы с россыпным материалом.

¹ Увалы — водоразделы.

Элювиальные россыпи

Элювиальные россыпи образуются за счет продуктов разрушения коренных месторождений и дают начало речным, или аллювиальным. Термин «элювиальная россыпь» введен в науку для тех продуктов выветривания коренных залежей, которые претерпели значительное химическое обогащение; по своему образованию они отвечают железным шляпам, но смешанным с коренной залежи.

Этот тип россыпей отличается неокатанностью обломков коренных пород и залеганием поперек речной долины, а не по долине, что характерно для аллювиальных россыпей. Мощность элювиальной россыпи и степень ее разрушенности зависит от интенсивности процессов выветривания: в тропических странах, в особенности влажных, где наряду с механическим выветриванием имеет место и интенсивное химическое выветривание, элювиальная россыпь развивается мощнее, чем в субтропических или умеренных странах. В полярных странах химическое выветривание подчиняется физическому благодаря скованности воды в лед, а вода, как известно, является основным агентом химического выветривания.

Мощность элювиальной россыпи зависит также от скорости смыва продуктов выветривания. Продукты смыва элювиальной россыпи склонов носят название делювиальной россыпи. На Урале их называют валунчатыми рудами.

Аллювиальные, или речные россыпи

Аллювиальные, или речные россыпи по петрографическому признаку делятся на галечные, также гравийные (гравелистые) и минеральные, или шлиховые.

По возрасту выделяют: современные, террасовые (последние называются также увальными) и ископаемые.

По местоположению можно выделить собственно аллювиальные, или русловые (в русле реки) и дельтовые (в устье реки в пределах моря).

Гравийная россыпь располагается ближе к элювиальной, а минеральная — дальше, т. е. там, где обломки пород в процессе подводного выветривания и механического разрушения от перекатывания распались на минеральные компоненты. Понятно, что накопление рудных минералов возможно только в случае их химической стойкости. К таким минералам относятся самородки золота, серебра и платины и металлы группы платины—Pd, Os, Ir, Rh, Ru, а также Cu; из окислов такие, которые не поддаются дальнейшему окисле-

нию, как оловянный камень SnO_2 , или слабо поддаются окислению, как магнетит, титано-магнетит, хромит, вольфрамит. Из сульфидов по данным Линдгрена,—киноварь и даже пирит. Надо полагать, однако, что здесь пирит—новообразованный минерал.

Из нерудных минералов в россыпях встречаются алмазы, рубины, сапфиры, шпинели, гранаты, цирконы, монациты и др.

Шлихи, содержащие золото и парагенетически часто связанные с ним гранаты, называются красными, а шлихи, содержащие платину и сопровождающий ее в коренной залежи хромит, принято называть черными. Есть также желтые шлихи, если в песках содержится монацит, серые, если в них содержится шеелит; при сносе разных песков притоками реки могут создаваться смешанные пески.

На распределение гравийных, или нормальных, а также шлиховых россыпей по рекам влияет ряд факторов. Важнейшие из них: относительный возраст реки, петрографический состав ложа реки, условия залегания коренных пород. Рассмотрим эти факторы.

Роль возраста реки в распределении рудного материала по ней

Молодая река имеет более или менее прямолинейное русло, старая—извилистое, или, как говорят, река меандрирует. В первом случае рудный минерал располагается более

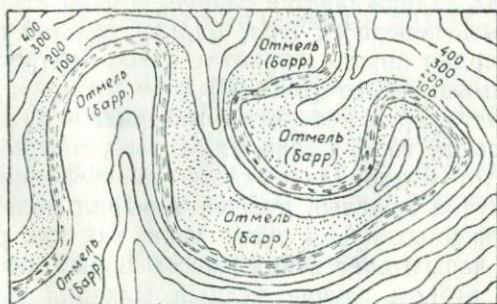


Рис. 96. Отмели или барры в россыпях.

или менее равномерно по всему руслу реки, во втором—лишь в местах затишья, или в так называемых баррах (рис. 96).

Роль петрографического состава ложа реки

Роль петрографического состава ложа реки выражается в том, что породы мягкие, вроде глинистых сланцев, или легко растворимые водой, вроде известняков, дают вымоины, тогда как крепкие породы, вроде песчаников, кварцитов, изверженных пород, образуют выступы—заборы в реке. Естественно, что мягкие породы будут улавливать несомый рекой рудный материал и россыпь на них будет мощнее, чем на крепких породах.

Роль залегания пород

При одинаковых петрографических особенностях пород роль их в улавливании россыпного материала выражается по-разному, в зависимости от направления падения пластов

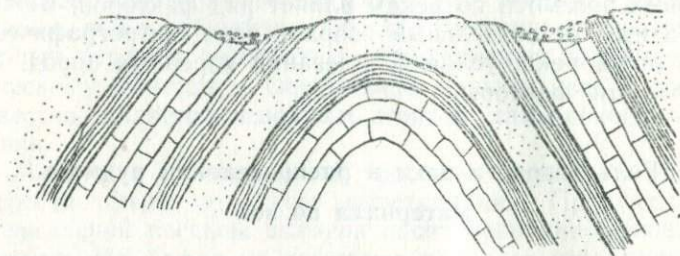


Рис. 97. Положение россыпей в разрезах.

по течению реки или против течения. В первом случае рудный материал задерживается слабее, чем во втором, так как он может быть перенесен через барьер твердой породы, а во втором — твердая порода образует навес над россыпью и затрудняет вымывание ее (рис. 97).

Что касается распределения материала в вертикальном разрезе россыпи, то оно зависит от того, в каком состоянии находится этот материал—рыхлом или связанном (глиной). В первом случае тяжелый рудный минерал постепенно опускается до коренных пород русла реки, так как речной материал всегда испытывает некоторые смещения, особенно в половодье. Во втором случае рудный минерал вязнет в глинистом цементе и остается в россыпи на том уровне, на каком он осел. Такая россыпь называется мясниковатой. Дно реки, на которое ложится рудный минерал в рыхлой россыпи, называется плотиком, или постелью россыпи. Эта коренная россыпь часто бывает закрыта морскими осадками в результате быстрого надвигания моря на сушу. Подобное

налегание морских осадков на речные имеет место в русле Днепра; здесь нижнетретичные осадки закрыли речные осадки старого Днепра — доолигоценового возраста. Такое быстрое надвигание моря называется ингрессией, а залегание осадков надвинувшегося моря — ингрессивным.

Другие примеры закрытия коренной россыпи можно наблюдать в вулканических областях Австралии (провинция Виктория) и в США (Калифорния), где коренная россыпь закрылась либо вулканическим туфом, либо лавовым потоком.

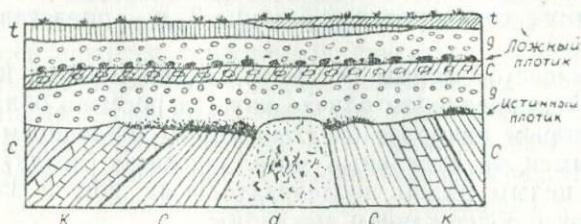


Рис. 98 Истинный и ложный плотики.

ком. У нас в Восточной Сибири коренные россыпи закрыты ледниковыми осадками — валунами глинами, валунами, песками.

На породах, закрывших коренную россыпь, нередко развивается новая россыпь (рис. 98). Породы, на которых располагаются новые россыпи, носят название ложного плотика, или ложной постели. Очень важно уметь отличать истинный плотик от ложного, так как под истинным плотиком нет другой россыпи, а под ложным надо искать другую, более древнюю россыпь.

Морские — береговые и дельтовые — россыпи развиваются в береговой (литоральной) зоне моря, но дельтовые приурочены к устьям рек, а береговые независимы от них. Дельтовые россыпи встречаются очень редко, особенно ископаемые, а береговые — чаще и широко эксплуатируются.

Размеры россыпей

Длина россыпей определяется размерами меандр и связанных с ними барров. Ю. А. Билибин пишет: «Длина россыпей чаще измеряется несколькими километрами. Длину от 3 до 6 км можно считать средней, от 6 до 12 км — выше-средней и свыше 12 км — большой. Длина наиболее крупных россыпей измеряется десятками километров, а иногда даже превышает 100 км.

Ширина промышленных россыпей обычно измеряется десятками или немногими сотнями метров. Ширину от 4 до 100 м можно считать средней, от 100 до 200 м—вышесредней и свыше 200 м—большой. Некоторые исключительно широкие россыпи достигают 1000 м и даже более в ширину. Ширина россыпей от 20 до 40 м—нижесредняя и менее 20 м—небольшая.

Для мощности металлоносной россыпи средней величины является 0,80—1,20 м, мощность от 1,20 до 2,00 м—вышесредней и свыше 2,0 м—большой. Россыпи до 3 м мощностью не являются очень редкими, свыше 3 м—представляют исключение»¹.

Что касается формы россыпей, то, по мнению Ю. А. Билибина, «...в идеальном случае каждая россыпь обладает как бы некоторым наиболее богатым ядром (сплошным или распадающимся на отдельные металлоносные гнезда), которое окутано целым рядом последовательных зон с постепенно убывающим содержанием металла»².

Минералы россыпей (по А. К. Болдыреву)

Элементы—золото, алмаз, платина, иридий—осмий.

Окислы — корунд и его разновидности: рубин, сапфир, наждак, гематит; кварц и его разновидности: горный хрусталь, морюн, аметист; халцедон и его разновидности; рутил, касситерит, анатаз, брукит, гетит.

Вольфраматы—шеелит, вольфрамит.

Фосфаты—монацит, апатит, ксенотим.

Алюминаты и ферриаты—шпинель, магнетит, хромит, хризоберилл.

Силикаты—оливин (хризолит), андалузит, дистен, топаз, гранат, берилл, ставролит, турмалин, сфен, циркон.

Титанаты—ильменит, колумбит.

Ниобо-танталаты—танталит.

Органаты—янтарь.

Иногда в россыпях встречаются остатки первичных разрушающихся минералов:

Пирит (золотоносный). Встречается обычно не в свежем виде, а в виде гетита.

Киноварь.

Железо-магнезиальные силикаты—преимущественно зеленые роговые обманки, как наиболее стойкие.

¹ Ю. А. Билибин. Основы геологии россыпей. ГОНТИ, 1938.

² Там же.

Полевые шпаты — преимущественно кислые, как более стойкие.

Эпидот.

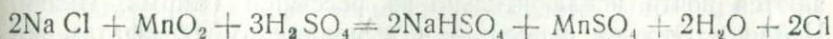
Слюды—мусковит, биотит.

Образование самородков в россыпях

В россыпях известны самородки двух родов. К первому роду относятся самородки, перенесенные из коренной залежи вместе с породой, которая позволила золоту, платине и другим металлам двигаться до того места, где процесс разрушения вмещающей породы высвобождал эти металлы и они благодаря своей тяжести переставали двигаться дальше. Такие самородки характеризуются исцарапанностью их поверхности и включениями первичных минералов рудного тела, из которого был вынесен золотиносный или платиноносный обломок.

Самородки второго рода образовались непосредственно из раствора. Это особенно хорошо можно наблюдать у золота, которое, несмотря на свою химическую стойкость, растворяется в природных условиях. Растворителем его является $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$, образующийся в процессе окисления пирита, обычного спутника золота в коренных залежах. Восстанавливаясь под действием гниющих органических остатков, этот растворитель переходит в FeSO_4 и золото оседает, образуя часто красивые дендритовые сростки кристаллов.

Вторым растворителем золота в природных условиях является хлор в момент его выделения, или, как говорят, в момент его зарождения при химических реакциях взаимодействия:



Хлор в момент зарождения находится в ионном, а не атомном состоянии и потому обладает наибольшей активностью. Соединяясь с золотом, он дает растворимое в воде треххлорное золото— AuCl_3 .

Недостатка в NaCl и MnO_2 в речных и особенно пустынных водах нет, а серная кислота образуется за счет пирита и других сульфидов, сопровождающих золото.

Третьим растворителем золота является гумусовая кислота, которая с золотом дает соль (гумат золота). Окисляясь по мере движения воды, эта соль распадается и золото освобождается.

Наконец, по данным Линдгрена, золото легко переходит в коллоидальное состояние и в этом состоянии легко перено-

сится в растворе коллоидального кремнезема. Осаждение коллоида золота вызывается действием электролитов.

Все указанные случаи образования вторичных самородков золота дают чистый металл, т. е. без обычных примесей серебра, меди, так как эти последние при растворении золота отделяются от него. Иногда золото в россыпях покрыто тонкой, маскирующей его, пленкой (1—1,5 мм) темно-бурого цвета, состоящей из железистых марганцевых выделений.

Величина самородков самая разнообразная: от микроскопических размеров до десятков килограммов—для золота. Самые большие самородки золота были найдены в Австралии. Один из них весил 69,67 кг (он известен под названием «Приятный незнакомец»), а другой—68,98 кг (названный «Желанным»). Из русских самородков самый большой был найден на Южном Урале. Вес его—35 кг. Самый большой самородок платины, найденный в СССР, весит 9,5 кг.

Промышленное значение россыпных месторождений

Россыпи играют ведущую роль в добыче некоторых ископаемых. Например, оловянный камень добывается из россыпей, которые дают до 60% от общей добычи этого металла. Крупнейшие россыпи его сосредоточены на островах Бангка и Биллитон и на полуострове Малакка в Ост-Индии. У нас этот генетический тип играет ведущую роль для золота, составляя до $\frac{3}{4}$ всей союзной продукции этого металла. То же самое можно сказать и о платине.

Многие драгоценные камни, как рубины, сапфиры, добываются почти исключительно из россыпей (Бирма, Индия, Цейлон). Это же относится и к монацитам (фосфатам церия) $(\text{Ce, Th})\text{PO}_4$, также добываемых преимущественно в россыпях (Бразилия).

ХИМИЧЕСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К этому типу относятся месторождения, осевшие из поверхностных, или так называемых вадозных вод. Слово вадозный происходит от латинского слова *вадаре*, что означает странствовать, так как вадозная вода, в отличие от вулканической, или ювенильной, странствует по поверхности земли. Ювенильная вода является синонимом гидротермальной воды, и поэтому осадки ювенильных вод к осадочным образованиям не относятся.

Таким образом, химические осадочные месторождения обра-

зуются из осадков поверхностных водоемов. Из них речные не имеют никакого промышленного значения, если не считать рассмотренных нами образований самородков золота. Остальные водоемы — моря, озера и болота — дают промышленные концентрации химических осадков как рудного, так и нерудного состава. Часть химических осадочных месторождений образуется инфильтрацией продуктов выветривания прикрывающих пород в подстилающие. Этот генетический тип принято называть инфильтрационным. Примером его служат Алапаевские месторождения железных руд на Урале. Аналогом этих месторождений является зона цементации в сульфидных месторождениях.

Из рудных минералов к химическим осадкам, имеющим промышленное значение, относятся соединения железа, марганца, алюминия и ванадия; из нерудных минералов — соединения щелочных и щелочно-земельных металлов — натрия, калий, кальций, магний и их спутники, присутствующие в виде изоморфных подмесей в породообразующих минералах, из которых извлекаются эти металлы, а также рассеянные элементы вроде брома и иода.

В общем, среди химических осадочных образований мы встречаем концентрацию литофильных, или так называемых петрогенетических элементов. Это указывает на то, что химические осадки образовывались преимущественно за счет породообразующих элементов. Рудообразующие элементы, кроме железа, встречаются среди химических осадков редко, и часто возникает спор о сингенетичности их с вмещающими осадками (например, свинцово-цинковые месторождения в бассейне рек Миссисипи-Миссури и в США, Джекказганские¹ медистые песчаники и др.

Осаждение рудных элементов — железа, марганца и ванадия В. М. Гольдшмидт объясняет двумя причинами: ролью бактерий и более высокоорганизованных организмов, для которых эти элементы служат катализаторами в процессе дыхания, так как обладают способностью легко отдавать кислород организму, а также легко образовывать коллоиды своих соединений. И та и другая способность этих элементов зависит, по мнению Гольдшмидта, от строения их электронных оболочек, так как в химических реакциях принимают участие не только их наружные электроны, но и внутренние. Железо — как известно, является составной частью крови животных, входя в гемоглобин, и составной частью растений, входя в хлорофилл. Оболочниковые и иглокожие используют для фи-

¹ Впрочем, медистые песчаники и сланцы Н. С. Шатский (89) считает типично-осадочными образованиями так называемой пестроцветной формации.

биологических целей ванадий в виде ванадиевого гемоглобина, многие улитки—марганец, а ракообразные—медь.

Эти бактерии (ферро- и мanganобактерии), а также различные животные благоприятствуют концентрации названных выше металлов. Естественно, что указанные организмы развиваются лучше там, где они находят себе достаточное количество пищи. Поэтому значительное скопление химических элементов биохимическим путем свидетельствует о большом участии организмов, а следовательно, и о повышенном содержании этих элементов в водных растворах.

Некоторые авторы (Л. В. Пустовалов) отрицают роль микроорганизмов в концентрации железа и марганца, считая, что эти руды отложились коллоидным путем. Н. М. Страхов, придавая значение организмам в концентрации железа, пишет однако: «...биологический фактор, который в общем круговороте отдельных элементов может иметь крупное значение, в рудоотложении никакой роли не играет»¹.

Н. М. Страхов считает рудоотложение в генетическом отношении результатом климатических, регионально-тектонических и историко-геологических условий, причем в некоторых месторождениях оруденение связывает с подводной эффузивной деятельностью.

П. П. Пятницкий, В. И. Лучицкий, В. М. Гольдшмидт и др., признавая роль бактерий в процессе концентрации химических элементов, считают, однако, что осаждение элементов может идти из обычных водных растворов, т. е. из речных, морских и озерных вод. Другие же авторы (К. И. Богданович, Д. В. Наливкин) утверждают, что для осаждения железа и марганца необходимы повышенные концентрации их в растворах. К. И. Богданович, рассматривая вопросы образования железных руд в области Верхнего Озера в США, пишет: «...трудно объяснить мощные железные отложения процессами обычной эрозии суши, подвергающейся продолжительному выветриванию. Последнее даже для таких железистых пород, как основные базальтовые породы гурона, не могло бы служить источником железа богатых железом пород рудоносной серии. Все эти соображения заставляют в таких случаях искать источников железа во влиянии одновременных излияний основных извержений масс»².

¹ Н. М. Страхов. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 73, серия геологическая. 1947, стр. 250.

² К. И. Богданович. Рудные месторождения, т. II, 1913, стр. 315.

Д. В. Наливкин, обобщая вопрос о генезисе оолитовых руд, говорит: «Оолитовые руды являются наиболее распространенным типом. Для их образования необходимы насыщенность морской воды соединениями железа и условия, вызывающие выделение этих соединений. Насыщенность морской воды соединениями железа может образоваться благодаря размыванию берега, сложенного железными рудами, и благодаря выносу реками и источниками больших масс растворенных карбонатов и сульфатов»¹.

В. М. Гольдшмидт, изучая генезис осадочных железных и марганцевых руд, отмечает: «Отдельные химические процессы при образовании подобных месторождений покрыты еще мраком неизвестности, во многих случаях железо переносится и осаждается, по-видимому, гумусовыми растворами; в других—коллоидными растворами железистых силикатов. В осаждении нерастворимых железных соединений принимают участие также организмы, особенно водоросли. То, что этими процессами и преобразованиями подобного рода могут образовываться значительные месторождения металлов из семьи железа, видно хотя бы из того, что из тех колоссальных количеств железа, которые ежегодно при выветривании первичных пород поступают в растворы, только самая незначительная часть достигает океана.

В морской воде по новейшим данным содержание железа около 1 мг на кубический метр воды, поэтому большие массы растворенных железных соединений должны выделиться в круговороте вод, прежде чем они достигнут открытого моря. Месторождениями этого рода являются оолитовые, луговые и озерные руды, а также минетты, месторождения глауконита и гриналита, куда входят многие на сегодняшний день промышленно важные месторождения железа»².

Из приведенной цитаты следует, что железные руды могут оседать также из обычных речных и озерных вод, причем как биохимическим, так и коллоидальным путем. Окислы железа и марганца, как и силикаты их, имеют тенденцию давать коллоиды, что, по мнению В. М. Гольдшмидта, объясняется также строением атомов данных элементов. Этот способ широко распространен в условиях коры выветривания, так как кора выветривания является областью коллоидов и коллоидальных процессов. Достаточно сказать, что эта часть

¹ Областная плановая комиссия ЦЧО в системе производительных сил СССР, т. 1, Воронеж, 1932, стр. 163.

² V. M. Goldschmidt. Die Naturgeschichte der Eisenfamilie. Журн. Stahl u. Eisen, 1929, Н. 18., стр. 12.

См. также: И. И. Т а н а т а р. Теоретические основы учения о рудных месторождениях. Укртехиздат, 1950, стр. 229.

земной коры является ее биосферой, а организмы — яркими представителями коллоидальных тел.

Мы рассмотрели химические осадочные месторождения, образовавшиеся путем переноса химических элементов в растворенном состоянии в сторону от материнских пород. Но так как часть растворенных материалов опускается вниз, то на месте выветривания на некоторой глубине возникают инфильтрационные месторождения. Этот генетический тип широко развит на сульфидных месторождениях (мы говорили о нем раньше, при разборе зон вторичного сульфидного обогащения).

ИНФИЛЬТРАЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Инфильтрационными называются месторождения, образующиеся путем просачивания в землю продуктов химического разрушения пород и руд. Надо заметить, впрочем, что Д. С. Коржинский к инфильтрационным относит месторождения, возникающие при подъеме паров и газов, а также вод из магматического очага, которые создают контакт-метасоматические, или скарновые месторождения. Мы же под инфильтрационными будем понимать месторождения, образующиеся в результате просачивания растворов сверху вниз, как это признается большинством ученых. Просочившийся сверху рудный материал может либо цементировать породы, если они рыхлые, либо заполнять пустоты и трещины в них, если они крепкие, либо замещать их, если привнесенный материал активно действует на породу. В соответствии со способом отложения руды выделяются три подгруппы инфильтрационных месторождений: цементационные, секреторные и метасоматические.

Цементационные месторождения известны двух родов: сплошной цементации и цементации отдельными участками с образованием конкреций или стяжений во вмещающей породе. Здесь имеются в виду эпигенетические конкреции, т. е. образовавшиеся после возникновения вмещающей породы. Такие же конкреции, как кремня в мелу или гипса в пластинчатых глинах третичного возраста, где конкреционный материал не мог перемещаться вследствие химических причин (реакция извести с кремнеземом при движении кремнезема в мелу) или вследствие водонепроницаемости вмещающих пород (при движении гипсовых растворов в глинах), здесь во внимание не принимаются.

Первичные, или сингенетические конкреции относятся к нормальным химическим осадкам.

Примером эпигенетических конкреционных образований могут служить ортштейны, состоящие из железной руды, образовавшейся вследствие выщелачивания железа кислыми гуминовыми водами из прикрывающих пород. К этому типу эпигенетических конкреций относят жеодные руды Центральной России (липецкие, тульские и др.), представленные бурыми железняками, а также конкреции бурых железняков и сидеритов в Алапаевском месторождении на Северном Урале.

Примером секреторных месторождений могут быть силикатные руды никеля на Урале и на острове Новая Каледония. Здесь оруденение вызвано разрушением трещиноватых змеевиков, поэтому продукты разрушения проникли по трещинам и дали жильные выделения (секреции).

Примером метасоматических месторождений являются преимущественно сульфидные руды, так как продукты окисления сульфидов очень активны и разъедают боковые породы замещая их. Такую же активность проявляют железные руды по отношению к известнякам. Сульфидный метасоматоз имеет большое промышленное значение среди инфильтрационных месторождений (мы его рассмотрели при разборе вторичных жильных горизонтов гидротермальных месторождений).

К крупным инфильтрационно-метасоматическим месторождениям следует отнести месторождение медных руд Коурада (в Казахстане).

ОСТАТОЧНЫЕ, ИЛИ МЕТАТЕТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Остаточными, или метатетическими называются такие месторождения выветривания, которые образовались за счет бедных каким-либо химическим элементом ископаемых, путем их химического обогащения, вызванного выносом вредных компонентов и концентрацией полезных. К ним относятся, например, месторождения бокситов, состоящих из моногидрата ($Al_2O_3 \cdot H_2O$), и латеритов, состоящих из тригидрата ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$), служащих рудой на алюминий. Эти месторождения образовались из полевых шпатов, или фельдшпатов при весьма интенсивных процессах выветривания, что имеет место в жарких тропических и влажных областях, когда уносится вся щелочь, а с ней и весь кремнезем, и остается только глинозем с водой.

В условиях умеренного климата полевые шпаты дальше каолина обычно не разрушаются. Для разрушения каолинового ядра и освобождения из него глинозема нужно особенно

интенсивное выветривание, как, например, в тропических странах, либо действие сильных кислот, серной или гуминовых. Л. В. Пустовалов считает, однако, что разрушение протекает в любых климатических условиях, необходима только соответствующая продолжительность времени, хотя время само по себе не подменяет физико-химических условий, если последние не будут изменены.

К этому генетическому типу относится и образование никелевых силикатных руд за счет никеля, входящего в виде изоморфной подмеси к магнию в оливине и в производных от него серпентин. Состав оливина— $(\text{Mg, Fe, Ni})_2\text{SiO}_4$. С удалением магния и железа увеличивается процентное содержание никеля до промышленных размеров (2—3%), начиная от долей процента в составе оливина.

Остаточные, или метатетические месторождения по генезису одинаковы с железными шляпами, отличаясь только тем, что в железных шляпах обычно концентрируется менее ценный металл—железо, а более ценные металлы выносятся либо в зону цементации, либо в сторону от месторождения. В остаточных же месторождениях, наоборот, на силикатах марганца—орлеце, марганцевых гранатах, пироксенах, яшмах и проч.—образуется в процессе природного химического обогащения так называемая марганцевая шляпа, которая играет большую роль в марганцевой промышленности Южного Урала и Индии.

Описанный генетический тип имеет большое промышленное значение для таких полезных ископаемых, как железо, алюминий, никель, марганец. Примерами крупнейших месторождений этого генетического типа могут быть:

- 1) для алюминиевых руд—месторождения в Индии;
- 2) для никелевых руд—уральские (Верхнеуфалейские, Халиловские, Ревдинские) и казахстанские (Актюбинские), а за границей — месторождения острова Новой Каледонии, острова Мадагаскара;
- 3) для марганцевых месторождений — южноуральские и индийские.

Форма и размеры рудных тел коры выветривания изменчивы, так как они зависят от рельефа и микрорельефа местности, трещиноватости пород, климатических и других факторов.

Структура, или, вернее, текстура руд коры выветривания характеризуется широким развитием землистых или ячеистых масс коллоидного характера.

МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Под метаморфогенными понимают месторождения, образовавшиеся в процессе регионального метаморфизма. Месторождения же, образовавшиеся в условиях контактного метаморфизма, относятся к магматогенным. Под метаморфизованными понимаются месторождения различных генетических типов, подвергшихся региональной метаморфизации.

Что же понимать под региональным метаморфизмом? Прежде к нему относили процессы, охватывающие целые области, откуда и название региональный (от латинского слова регионалис—областной¹). Этот метаморфизм противопоставлялся контактному, или локальному, т. е. приуроченному к небольшому участку земной коры, где ясно выражено влияние интрузии.

В геологическом отношении слово региональный надо понимать как геосинклинальный, так как геосинклинали являются областями, где накапливаются осадки огромных мощностей, измеряемые километрами и даже десятками километров. В этих областях развиваются также горообразовательные процессы. Поэтому региональный метаморфизм следует объяснять главным образом действием тепла, развивающегося под влиянием как статического, так и динамического давления, а также отчасти под влиянием горной влаги и гидротермальных растворов.

Для некоторых металлов повышение тепла ведет к соединению их с кремнеземом и к образованию силикатов их, вроде хлоритовых и роговообманковых кварцитов, родонитов, что, естественно, вызывает разубоживание осадочного месторождения. Так разубожились древнейшие железорудные осадки Кривого Рога, марганцево-рудные месторождения Индии и Южного Урала.

Однако колчеданные руды Урала А. Н. Заварицкий считает метаморфогенными². Он полагает, что колчеданные месторождения образовались из бедных колчеданами эффузивов, в которых при региональном метаморфизме колчеданы мигрировали и образовали богатые ими рудные тела, т. е. метаморфизмом он объясняет не образование руд, а их обогащение, ибо образовались они при сольфатарном процессе

¹ Сюда же относятся и те изменения, которые следовали непосредственно за образованием породы, т. е. связанные с ее старением. Теперь эти процессы старения принято называть диагенезисом.

² См. А. Н. Заварицкий. О генезисе колчеданных месторождений. «Известия АН СССР», серия геологическая, 1943, № 3. См. также Труды 18 сессии Международного геологического конгресса, ч III, 1950. Лондон; Сборник «Колчеданные месторождения Урала», АН СССР, Институт геологических наук, 1950.

эффузии. При этой миграции образуется также полосчатая текстура.

В то же время для нерудных ископаемых метаморфогенный тип является созидательным: этим путем образуются мраморы из известняков, корунды и наждаки из бокситов и латеритов, кровельные сланцы из глин, а также из тех же глинистых сланцев высокоглиноземистое сырье, вроде андалузита, дистена. При региональном метаморфизме образовались каменные угли из бурых, нефть из керогенов, т. е. из сапропелевого осадка, отложившегося в условиях соленого водоема. Если же в региональном метаморфизме участвуют магматические процессы, то этот тип рудообразования следует отнести не к метаморфогенным, а к магматогенным — пневматолитовым или гидротермальным, но регенеративным по Г. Шнайдергену¹.

В последнее время (1952) Г. Шнайдерген предложил новую классификацию месторождений на геотектонической основе. Основной смысл ее в том, что с кембрийского периода во всех рудоносных провинциях мира имели место один или два первичных металлогенетических орогенеза. В Евразии это был герцинский, а в западной части Америки — меловой, нижнетретичный металлогенетические периоды. Все более поздние орогенезы, по мнению Г. Шнайдергена, были совершенно бесплодны в отношении новых первичных металлонакоплений. Однако в ходе поздних орогенезов могли происходить мобилизация и переотложение вещества ранее созданных месторождений с образованием вторичных эндогенных концентраций, которые автор называет регенерированными месторождениями. При этом в обстановке полуплатформенных (парагеосинклинальных) и платформенных условий перегруппировка вещества могла осуществляться гидротермальными растворами, которые выносили по глубокому расколу металлические элементы из месторождений и пород нижнего структурного яруса в слабо деформированные толщи пород верхнего яруса. Если рудоносная площадь вовлекалась в новый молодой орогенез, в ее пределах могли протекать два процесса перегруппировки вещества рудных месторождений.

Во-первых, при отсутствии или слабом проявлении синорогенного² плутонизма переотложение рудных элементов осуществлялось в основном в результате тектоно-метаморфиче-

¹ См. В. И. Смирнова. Рудные регенерированные месторождения. Изд.-во «Иностранная литература», 1957.

² Одновременно с орогенезом.

ских процессов, интенсивность которых прямо пропорциональна глубине переработки первичных комплексов пород и месторождений.

Во-вторых, при развитии синорогенного магматизма переотложение рудного вещества происходило при его мобилизации продуктами молодых магматических пород и палингеного¹ псевдомагматизма.

В связи с такими представлениями Г. Шнайдерген выделяет четыре группы эндогенных рудных месторождений.

К первой группе относятся месторождения древних металлогенических орогенов, характеризующихся правильной последовательностью закономерных рядов изверженных горных пород и не менее ясной, можно сказать стандартной, последовательностью формирования серий магматогенных месторождений.

Во вторую группу входят эпейрогенически регенерированные или вторично-гидротермальные месторождения полуплатформ и платформ, для которых типичен простой состав руд и сравнительно низкое содержание в них благородных металлов. Примером могут служить так называемые телетермальные месторождения медистых песчаников и свинцово-цинковых руд, развитых преимущественно в толщах карбонатных пород.

К третьей группе принадлежат тектоно-метаморфически регенерированные месторождения молодых орогенов, развивающихся на месте предшествующих складчатых областей без значительного магматизма. Для них характерны, с одной стороны, рафинирование рудообразующих минералов от примесей (малосеребристый галенит, безжелезистый сфалерит, безмарганцевый карбонат железа), а с другой—редкие парагенезисы минералов в рудах.

К четвертой группе относятся псевдомагматогенные регенерированные месторождения молодых орогенов, развивающихся на месте предшествующих складчатых областей со значительным магматизмом. Они нередко не отличаются от первичных эндогенных образований, но иногда резко выделяются среди них необычной ассоциацией металлов.

В целом указанная классификация может быть представлена в виде следующей схемы.

¹ Палингенезис—возрождение.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ Г. ШНАЙДЕРГЕНА НА ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

I. Магматические месторождения нормальной последовательности в древнем орогене.

II. Регенерированные месторождения.

В результате регенерации магматических месторождений древних орогенов при геотектонической регенерации и переработке их вещества в верхних и нижних частях земной коры.

1. Эпейрогенически-регенерированные, или вторично-гидротермальные месторождения в нескладчатой эпейрогенически нарушенной кровле.

2. Регенерированные месторождения альпийского типа в молодых орогенах, возникшие из месторождений переработанных частей древнего орогена.

а) Чисто тектонические \pm метаморфные в молодых орогенах без значительного магматизма.

б) Псевдомагматические \pm палингенетические в молодых орогенах со значительным магматизмом.

III. Месторождения метаморфного ряда в древних докембрийских щитах. Они существовали уже до альгонкских тектонических нарушений и принадлежат по Г. Штилле к протогею.

Надо заметить, что теория Г. Шнайдергена не нашла поддержки в советской литературе: здоровую критику на нее находим у Н. М. Константинова¹.

ТЕКСТУРА И СТРУКТУРА РУД

Эти два понятия генетически связаны между собой. Рассматривая различные генетические типы руд, мы видели, что они представляют собой многообразные тела, более разнообразные, чем горные породы, ибо процессы оруденения часто повторяются, особенно гидротермального и контакт-метасоматического образования. Однако, несмотря на генетические причины разнообразия структур и текстур рудных тел, определение этих понятий в учебниках дается по морфологическим, а не по генетическим признакам.

А. Г. Бетехтин под текстурой минеральной массы подразумевает «ее строение, обусловленное пространственным расположением слагающих ее минеральных агрегатов, отличающихся друг от друга по составу или структурным особенностям. Различие разных типов текстур руд обуслов-

¹ См. «Известия АН СССР», серия геологическая, 1953, № 2.

дивается не только взаимоотношениями слагающих их агрегатов, но также формой и относительными размерами их. Кроме того, очень часто, особенно в рудах гидротермальных месторождений, первичные текстурные рисунки осложняются позднейшими изменениями в рудах (перекристаллизацией, динамометаморфизмом, наложением последующих процессов минералообразования и т. д.)»¹.

Под понятием же «структура» А. Г. Бетехтин подразумевает «строение каждого минерального агрегата, определяемое сечением отдельных минералов (вернее, кристаллических зерен), входящих в состав данного агрегата. При этом, точно так же, как и для текстур, в различных типах структур имеют значение форма, размеры и взаимоотношения кристаллических зерен, слагающих данный мономинеральный или полиминеральный агрегат»².

С. А. Вахромеев в своем «Руководстве по минераграфии» (1950) дает подобное же определение этих понятий: «Текстура определяется формой, размерами и сочетанием агрегатов минералов. Структура определяется формой, размерами и соотношениями зерен минералов»³.

Авторы Атласа структур и текстур руд пишут следующее: «В ряде случаев вообще трудно и даже невозможно провести разграничение между структурными и текстурными элементами рудной массы. Нет ясности также и в объеме трактуемых понятий: следует ли видеть в термине, определяющем структуру или текстуру, только характеристику рисунка рудной массы, или надо вкладывать в него и генетический смысл?»⁴.

Мне кажется, что в определение этих понятий следует вкладывать генетический смысл, ибо с генетической точки зрения границы между данными понятиями определяются более четко, чем при морфологическом подходе. Генетическое определение этих понятий в отношении горных пород мною было предложено в 1938 г. («Советская геология», 1938, № 12). Я полагаю, что этот принцип сохраняет свою силу и в отношении руд.

Под структурой я предлагаю понимать такое сложение пород и руд, которое определяется их химическим составом, влияющим на форму минеральных зерен, и последовательностью их кристаллизации, а под текстурой будем понимать такое сложение, которое определяется внеш-

¹ А. Г. Бетехтин (ред.). Курс месторождений полезных ископаемых, 2-е изд., 1946, стр. 91.

² Там же.

³ С. А. Вахромеев. Руководство по минераграфии, 1956 стр. 174.

⁴ ВСЕГЕИ. Атлас структур и текстур руд, 1954, стр. 4.

ними факторами — быстротой кристаллизации, быстротой охлаждения, уходом газов, давлением, переносом и другими внешними влияниями на минералы. Поэтому структурные формы пород и руд, которые определяются первичной формой зерен — изометричной, игольчатой, брусковидной, чешуйчатой, — будем относить к структурным признакам, а такие структурные особенности, как пористость, окатанность зерен, давленность — к текстурным.

Что касается размеров зерен, то величина их может быть отнесена и к структурным и к текстурным признакам. К структурным признакам будем относить крупную зернистость пегматитов, так как у них размер зерен обуславливается значительным содержанием газов в магме, а зернистость других пород, как гранитов, диоритов, габбро и эффузивных, — к текстурным признакам, так как здесь определяющим фактором является быстрота остывания и связанная с ней быстрота кристаллизации.

Письменную же структуру пегматитов, как отвечающую эвтектике, будем считать структурным признаком. Точно так же и эвтектоидную структуру можем рассматривать как структуру, но вторично образованную, ибо она формируется не первичным, а вторичным путем — наложением на породу новых растворов. Поэтому по одному рисунку судить о генезисе нельзя, приходится выделять первичные и вторичные структуры и текстуры.

Слоистость также может рассматриваться как структурный и как текстурный признак. Например, слоистость, образовавшаяся ликвационным путем, должна являться структурным признаком, а возникшая путем инъекции — текстурным. Кроме того, слоистость, связанная с осаждением солей из химических растворов, должна быть отнесена к структурным признакам, а слоистость обломочных пород — к текстурным. К структурным признакам надо отнести нодулярную структуру хромитовых руд в серпентинитах, ибо она отвечает определенному составу магмы. К этим же признакам принадлежат коллоидные структуры, так как они характерны для двух-, трех- и многовалентных ионов, а натечные их формы — к текстурным. Аморфное же сложение магматических пород надо считать текстурным признаком, потому что оно зависит от быстроты остывания породы.

Массивное сложение следует рассматривать как структурный, а не текстурный признак, ибо массивность обуславливается концентрацией раствора или расплава. Точно так же к структурным признакам надо отнести поясовые или корковые структуры гидротермальных жил, так как последовательность их отложения обуславливается изменениями в химическом составе растворов.

Генетические типы структур

(структуры зависят от химического состава расплава или раствора и порядка выделения минералов)

Первичные структуры (образовавшиеся при самом формировании рудного тела)	Вторичные структуры (образовавшиеся после рудоотложения, как следствие охлаждения расплава и кристаллизации)
<p>I. Структуры отложения</p> <p>А. Коллоидные или коллоформные, также колломорфные</p> <p>Б. Кристаллические или кристаллобластические</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Изометрически-зернистые 2. Столбчатые 3. Игольчатые 4. Чешуйчатые 5. Пойкилобластические 6. Дендритовые 7. Пегматитовые (графические и субграфические) 8. Пегматоидные (крупные и неравномерно-зернистые) 9. Блочные (очень крупно-зернистые) 10. Дифференцированные или поясовые (у пегматитов) 11. Порфирировые или порфириро-бластические 12. Шлировые: <ol style="list-style-type: none"> а) этакситовые, или ориентированные, или полосчатые б) атакситовые, или неориентированные, также пятнистые, нодулярные и кольцеобразные 13. Сплошные, или массивные 14. Корковые, или поясовые 15. Слоистые и полосчатые <p>II. Структуры замещения</p> <ol style="list-style-type: none"> а) В контактно-метасоматических телах б) В гидротермально-метасоматических телах в) В пневматолито-метасоматических телах г) В зоне цементации 	<p>I. Структуры распада и метаколлоидные</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Эмульсионные (вкрапленные, ориентированные) звездчатые 2. Петельчатые 3. Нитевидные 4. Графические 5. Решетчатые 6. Субграфические 7. Пламенные 8. Сферолитовые 9. Концентрически-зональные 10. Концентрически-скорлуповатые <p>II. Структуры замещения</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Краевых каемок 2. Периферийных оторочек 3. Зональные 4. Нитевидные 5. Решетчатые 6. Петельчатые 7. Субграфические 8. Скелетные 9. Дендритовые 10. Реликтовые 11. Ячеистые 12. Цементные

Друзовое же и жеодовое сложения необходимо отнести к текстурным признакам, так как они определяются формой пустот или трещин, заполненных рудными минералами. Брекчиевое и кокардовое сложения надо считать текстурными признаками, ибо главный рисунок их определяется обломками пород. В отношении обломочных пород нужно говорить о текстуре и структуре обломков и о структуре цемента.

Мы не будем разбирать здесь все разновидности структур и текстур руд, так как цель данного раздела — отметить различия между структурами и текстурами и показать, что морфологически эти два понятия часто совпадают и только генетические различия позволяют их отделять. Морфологический признак неудобен еще и потому, что он не позволяет провести различия первичного и вторичного образования. Ниже мы приводим наиболее распространенные типы структур и текстур, но по генетическим признакам. В Атласе структур и текстур приведено 206 форм, но выделены они по морфологическим признакам. Поэтому, пользуясь Атласом, надо иметь в виду указанные различия в определениях понятий.

Таблица 26

Генетические типы текстур

(текстуры зависят не от химического состава растворов, а от внешних факторов)

Первичные текстуры (образовавшиеся при рудоотложении)	Вторичные текстуры (образовавшиеся под давлением или выщелачиванием)
<ol style="list-style-type: none"> 1. Аморфные 2. Кристаллические <ol style="list-style-type: none"> а) мелкозернистые б) среднезернистые в) крупнозернистые 3. Друзовые 4. Жеодовые 5. Брекчиевые 6. Кокардовые 7. Слоистые (у обломочных пород) 8. Землистые (как первичные осадки) 9. Пористые (от ухода газов) 10. Пузыристые (от ухода газов) и ноздреватые 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Пористые (от выщелачивания), ноздреватые 2. Землистые (в зоне окисления) 3. Плойчатые (от давления) 4. Смятия (от давления) 5. Брекчиевые (от давления) 6. Порфирокластические 7. Катакластические 8. Сланцеватые 9. Перекристаллизации 10. Конкреционные

Из приведенных таблиц видно, что один и тот же термин может быть применен и к текстурам и к структурам — к структурам распада и структурам замещения. Поэтому

ограничиваться морфологическими признаками нельзя, необходимо отметить генетические признаки, как это отчасти сделано в Атласе структур и текстур.

ФАКТОРЫ, УПРАВЛЯЮЩИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ МАГМАТОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Как мы уже видели выше — в разделах геохимического и геотектонического районирования СССР, — вещественный состав земной коры существенно меняется в зависимости от характера тектоники, возраста, тектонических процессов и глубины эрозионного среза.

Ю. А. Билибин¹ делит вышеупомянутые факторы на три большие группы: тектоно-магматические, структурно-литологические и глубины эрозионного среза.

ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ

Тектоно-магматические факторы Ю. А. Билибин расчленяет на пять этапов их проявления: начальный, ранний, средний, поздний и конечный. Для ранних этапов сначала он считал характерными основные и ультраосновные магмы и их более кислые, преимущественно натровые, дифференциаты как в эффузивных, так и в интрузивных проявлениях. Для средних этапов цикла наиболее характерны, по его мнению, батолитовые интрузии кислых, существенно калиевых магм. Для поздних и конечных этапов цикла отличительным признаком является постепенная консолидация орогена при преобладающей роли малых интрузий, гипабиссальных и субвулканических, очень пестрого состава — от основных через средние до кислых с переходом нередко в породы повышенной щелочности и щелочные.

Позднее, при анализе магматизма отдельных районов металлогенических провинций и геосинклинальных зон Ю. А. Билибин пришел к выводу, что магматические породы, отвечающие различным этапам тектоно-магматического цикла, развиты очень неравномерно. В одних районах наиболее широко представлены магматические породы ранних этапов тектоно-магматического цикла при резко ослабленной роли пород средних и поздних этапов. В других районах, наоборот, породы средних этапов цикла представлены наиболее полно при ничтожной в то же время роли пород ранних эта-

¹ Ю. А. Билибин. Общие принципы металлогенических исследований. «Известия АН СССР», серия геологическая, 1947, № 5 и Ю. А. Билибин. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.

пов. Конечно, соответственно разнятся и металлогения этих районов.

Столь резкие различия в магматизме и металлогении подобных районов Ю. А. Билибин объясняет существованием внешней и внутренней зон, так называемых металлогенических поясов, вроде Тихоокеанского пояса, выделяемого С. С. Смирновым. Возникновение внутренней и внешней зон и их характеристика, говорит Ю. А. Билибин, в общих чертах одинаковые для всех металлогенических поясов, которые могут быть намечены на земном шаре, отражая, по-видимому, какие-то очень глубокие и общие закономерности тектоно-магматического и металлогенического развития геосинклинальных зон.

В Тихоокеанском поясе С. С. Смирнов выделяет две зоны — внешнюю, ближайшую к континенту, и внутреннюю — ближайшую к океану. Внешняя зона сформировалась в основном в течение мезозоя, захватив также конец палеозоя, внутренняя же зона начала формироваться в мезозое и оформилась лишь в конце третичного периода. Таким образом, внутренняя зона в целом является более молодой, чем внешняя.

Для внешней зоны характерно чрезвычайно широкое развитие кислых калиевых магм (отвечающих средним этапам тектоно-магматического цикла) и свойственной им металлогении. Наоборот, основные и ультраосновные магмы ранних этапов цикла здесь почти не представлены, а характерная для них металлогения совершенно отсутствует. Во внутренней зоне очень широко представлены эффузивные и интрузивные проявления основных и средних магм со свойственной им металлогенией, а местами также ультраосновные интрузии. Калиевые граниты с их металлогенией развиты очень слабо, а местами вовсе отсутствуют.

Внешняя зона полнее представлена на азиатском материке, внутренняя — на американском. С. С. Смирнов подчеркивает, что разновозрастная (например, верхнемезозойская) металлогения смежных участков внешней и внутренней зон резко различна, т. е. характер определяется не столько возрастом, сколько пространственным положением относительно материка и океана.

Сравнение внешней и внутренней зон пояса С. С. Смирнов строил на противопоставлении олова (внешняя зона) и меди (внутренняя зона), касаясь других металлов более бегло, а некоторые совершенно не рассматривая. Он противопоставлял Тихоокеанский пояс Средиземноморскому как по направлению складчатости (в Средиземноморском поясе широтное простирание, в Тихоокеанском — меридиональное), так и по возрасту (в Средиземноморском поясе возраст

диастрофизма верхнепалеозойский и раннетретичный, а в Тихоокеанском — мезозойский и поздне третичный).

Резко различно также общее положение обеих зон: Средиземноморская (или зона Тетис) расположена между двумя континентами, а Тихоокеанская — между континентом и океанической впадиной, почти лишенной сиаля. В то же время С. С. Смирнов подчеркивает, что не обнаруживается каких-либо резких принципиальных отличий Тихоокеанского пояса от других рудных областей, приуроченных к молодым орогеническим зонам.

Металлогения внутренней зоны Средиземноморского пояса, говорит Ю. А. Билибин, в целом однотипна с металлогенией аналогичной зоны Тихоокеанского пояса, отличаясь от нее некоторыми местными особенностями. Одним из ведущих металлов здесь также является медь. Точно так же в металлогении внешней зоны Средиземноморского пояса много общего с внешней зоной Тихоокеанского пояса. Месторождения, характерные для основных и ультраосновных магм и их натровых дифференциатов, здесь или отсутствуют, или представлены очень слабо (платина, хромиты, колчеданы, магнетиты, титаномагнетиты и др.). Роль меди по сравнению с внешней зоной Тихоокеанского пояса несколько повышена. Олово менее характерно, чем для внешней зоны Тихоокеанского пояса.

Что касается закономерностей в эволюционной смене одних металлогенических поясов другими, то, по мнению Ю. А. Билибина, говорить о них сейчас очень трудно. Можно лишь указать на два обстоятельства, которые следует иметь в виду при региональных металлогенических исследованиях и обобщениях.

Первое обстоятельство заключается в том, что внешние зоны металлогенических поясов, по-видимому, значительно легче и чаще переходят в платформенное состояние, чем внутренние, с перекрытием их горизонтальными или лишь слабо нарушенными отложениями верхнего структурного яруса. В то же время трудно привести примеры столь отчетливого и быстрого перехода в платформенные участки с двухъярусной структурой внутренних зон металлогенических поясов. Вероятно, именно в силу этого внутренние зоны достаточно древних Саянского, Уральского и Скандинавского металлогенических поясов сохранились до наших дней, не будучи перекрыты горизонтально лежащими отложениями верхнего структурного яруса.

Второе обстоятельство, менее отчетливо обрисовывающееся, но на которое стоит обратить внимание, говорит Ю. А. Билибин, заключается в том, что в некоторых случаях

в более древнем фундаменте внешних зон удается установить наличие складчатых структур, принадлежащих внутренним зонам более древних металлогенических поясов.

Все рассмотренные примеры свидетельствуют о том, что на месте внутренних зон металлогенических поясов в дальнейшем ходе развития имеют тенденцию возникать не столько платформенные участки с типичной двухъярусной структурой, сколько внешние зоны более поздних металлогенических поясов.

СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Структура вмещающих пород влияет на распределение оруденения как в плане, так и в разрезе. Среди структур-оказывающих влияние на распределение оруденения в плане, надо прежде всего выделять те крупные структуры (складчатые или разрывные), которые влияют на пространственное распределение пород рудоносного интрузивного комплекса внутри общей площади его развития. Что касается структур, определяющих распределение оруденения в вертикальном разрезе, то сюда относятся формы складчатых структур, тот или иной характер трещиноватости, тесно переплетающийся с факторами литологическими (компетентность отдельных горизонтов, вязкость или хрупкость пород, способность их давать выдержанные трещины или мелкую равномерную трещиноватость и т. д.).

Факторы литологические, помимо уже отмеченного свойства пород давать трещиноватость того или иного характера, сводятся в основном к способности пород к замещению, при котором, реагируя с гидротермальными растворами, они могут служить осадителями. Наибольшей склонностью к замещению обладают две группы пород: 1) карбонатные, 2) кислые и средние лавы и их туфы, причем, по мнению Д. С. Коржинского, при циркуляции высокотемпературных гидротерм вдоль контактов карбонатных пород с силикатными образуются контакт-метасоматические месторождения.

ФАКТОРЫ ГЛУБИНОСТИ И ГЛУБИНЫ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА

Ю. А. Билибин пишет: «Строго говоря, эти два фактора являются синонимами при условии, что глубина эрозионного среза считается от земной поверхности, существовавшей в момент образования данного рудного комплекса. Для оруденения, связанного парагенетически с малыми интрузиями,

это так и делается»¹. Для оруденений же, связанных с батолитами, глубинность определяется удаленностью места от батолита. «Таким образом, — говорит далее автор (там же, стр. 107), — изучение фактора глубинности и глубины эрозионного среза протекает несколько различно для месторождений, связанных с батолитами и с малыми интрузиями. Для первых оно разбивается на две части:

1. Изучение по совокупности структурных и минералогических признаков глубинности батолита и связанного с ним рудного комплекса в целом.

2. Установление степени эродированности батолита и его рудного комплекса относительно кровли с выявлением элементов вертикальной и горизонтальной зональности.

Для оруденения, связанного парагенетически с малыми интрузиями, основными задачами являются:

1. Установление по совокупности структурных и минералогических признаков глубинности интрузивных тел и парагенетически связанных с ними рудных месторождений. Корреляция степени глубинности интрузивных тел и последовательных членов рудного комплекса.

2. Установление элементов вертикальной зональности и ее градиента.

3. Выявление элементов горизонтальной зональности, выяснение ее причин, связи с геологическими структурами (послерудными поднятиями). Распределение отдельных зон по площади рудоносного района.

Сравнение глубинности данного интрузивного и рудного комплекса с более ранними и более поздними комплексами района. Установление общих закономерностей».

* * *

Мы рассмотрели вопрос о распределении оруденения в пространстве и отчасти во времени. В малых отрезках времени эти изменения менее значительны, чем в больших, причем, поскольку магматогенные процессы связаны с крупными тектоническими движениями, приходится группировать оруденения по геологическим периодам. На связь оруденения с геологическими периодами впервые обратил внимание А. Е. Ферсман (см. его геохимическое районирование СССР в разделе «Геохимия»).

Мы знаем такие основные периоды тектогенеза: докембрийский, каледонский, герцинский, или варисский, киммерийский и альпийский, с которыми связаны особые парагенетические группы химических элементов (см. в разделе «Геохимия» геохимические щиты, пояса, поля и т. д.).

¹ Ю. А. Билибин. Общие принципы металлогенических исследований. «Известия АН СССР», серия геолог., 1947, № 5, стр. 106.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ¹

Ю. А. Билибин по поводу металлогенических провинций и эпох пишет следующее: «Месторождения различных металлов распределены крайне неравномерно: в одних частях земного шара встречаются преимущественно медные месторождения, при подчиненном развитии месторождений других металлов и иногда полном отсутствии месторождений третьих металлов, в других частях земного шара преимущественно развиты золотые, свинцово-цинковые, оловянные и другие месторождения. Трудно назвать два сколько-нибудь крупных района на земном шаре, которые обладали бы совершенно сходными комплексами рудных месторождений. Каждый из них характеризуется своими специфическими особенностями, собственным комплексом рудных месторождений и различной степенью количественного развития различных генетических типов месторождений.

Это обстоятельство очень давно обратило на себя внимание исследователей и повело к возникновению представления о металлогенических провинциях.

Несмотря на то, что само понятие о металлогенических провинциях существует достаточно давно, оно имело чисто эмпирический смысл и даже в настоящее время в большинстве случаев именно так и трактуется. Под металлогеническими провинциями принято понимать те геологические, а иногда даже и географические провинции, которые характеризуются развитием в пределах определенного типа или определенных типов рудных месторождений и которые тем самым характеризуются определенными чертами своей металлогении. В таком понимании представление о металлогенических провинциях имеет регистрационный смысл и лишь констатирует устанавливаемые эмпирические закономерности в отношении географического распространения тех или иных месторождений»².

Металлогенические провинции по В. М. Крейтеру — это участки земной коры, насыщенные однотипными и часто разновозрастными рудами³.

¹ Этот раздел составлен студентом-дипломником Чжу-Сюнь.

² Ю. А. Билибин. Металлогенические провинции, и металлогенические эпохи. Госгеолгиздат, 1955, стр. 5—6.

³ По геологическому словарю ВСЕГЕИ металлогеническая провинция — область, рудные месторождения которой обладают общими характерными чертами; заставляющими предполагать их генетическое родство в связи с геологическими процессами, протекавшими в этой области. В геологической литературе еще нет вполне установившегося толкования термина: одни авторы применяют его к ограниченным областям, другие — наоборот, к чрезвычайно обширным.

Металлогеническая эпоха — это отрезок геологического времени, благоприятный для образования определенного комплекса полезных ископаемых.

В природе наблюдаются такие явления, когда всякие месторождения, в том числе и рудные, располагаются и концентрируются в земной коре закономерно по поясам или по провинциям. Например:

1. Тихоокеанский металлогенический пояс.
2. Медно-никелевая провинция Кольского полуострова.
3. Оловянный пояс Забайкалья.
4. Вольфрамово-золоторудный пояс.
5. Медно-колчеданная провинция Урала.
6. Свинцово-цинковая провинция Северного Кавказа.

А на Алтае и Калбе В. П. Нехоршев выделил семь рудных поясов:

1. Золотой пояс Чингиза.
2. Западный молибдено-вольфрамовый пояс.
3. Золотой пояс Калбы — Нарым.
4. Вольфрам-оловянный пояс (Калба—Нарым).
5. Полиметаллический пояс Рудного Алтая.
6. Восточный молибдено-вольфрамовый пояс Горного Алтая.
7. Ртутный пояс Горного Алтая.

Выявление закономерностей распределения рудных месторождений имеет большое теоретическое и практическое значение. Советские ученые С. С. Смирнов и Ю. А. Билибин на основе схемы развития осадконакопления Н. М. Страхова и большого количества фактических материалов составили схему развития эндогенных месторождений подвижных поясов (см. схему). Известно, что в настоящее время в земной коре выделяются платформы и подвижные пояса. В последних сосредоточивается подавляющая масса эндогенных месторождений (90%). Ю. А. Билибин разделяет историю геологического развития подвижных поясов на начальные, ранние, средние, поздние и конечные этапы. Для каждого этапа характерны определенные комплексы интрузий и металлов.

Как распределяется интрузивный магматизм? Магматическая деятельность в подвижных поясах начинается с проявления основных и ультраосновных магм, как бы наследуемых от тех древних платформ, за счет которых развиваются подвижные пояса. В дальнейшем развитии, т. е. в средние этапы эти магмы сменяются гранитоидными дифференциатами основной магмы и потом самостоятельными гранитоидными магмами.

После превращения геосинклинали в складчатый пояс наблюдается последовательная смена магм в обратном

СХЕМА РАЗВИТИЯ ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОДВИ-

Этапы развития	Структурное состояние	Преобладающие магмы	Осадконакопление	Нарушенные структуры
	Молодая платформа	Базальтовая	Размыв. Кора выветривания	
Конечные	Шельф	Гранитоидные дифференциаты базальтовой магмы	Размыв. Кора выветривания наземно-пресноводное, лагунное и континентальное осадконакопление. Наземные вулканогенные толщи	Разрывы
				Глубокие расколы земной коры и связанные с ними разрывы
Поздние	Складчатый пояс	Андезитовая Гранитная		Разрывы
				Разрывы Структуры обрушения
				Разрывы
				Разрывы Структуры отслоения

Типы магматических тел	Магматические породы	Минеральные месторождения
Эффузии	Базальты. Трахибазальты	Ртуть (?)
	Видимая связь с магматическими породами отсутствует	<ol style="list-style-type: none"> 1. Свинец—цинк (тип Каратау) 2. Медь (тип Джекказгана) 3. Флюорит 4. Барит. Витерит
Малые интрузии	Граниты, аляскиты, щелочные граниты, граносиениты, сиениты (габбро-диабазы) или видимая связь с магматическими породами отсутствует	<ol style="list-style-type: none"> 1. Серебро — кобальт — никель — в.смут — мышьяк (мель) 2. Серебро—свинец—цинк—медь (поздняя группа) 3. Флюорит 4. Барит. Витерит 5. Сидерит. Магнетит 6. Гематит. Марганец
	Видимая связь с магматическими породами отсутствует	Ртуть. Сурьма. Мышьяк. (Вольфрам)
Эффузии	Андезиты, липариты, трахиты и др. Кварцевые монзонит-порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и др.	Золото. Серебро (близкоповерхностные) Медь. Молибден. Глинозем (вторичные кварциты)
Малые интрузии	Диориты, сиенито-диориты, гранодиориты, сиениты, граносиениты (нефелин, сиениты)	Контактово-метасоматические: <ol style="list-style-type: none"> 1. Магнетит (кобальт) 2. Свинец—цинк (олово)
	Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, липариты, дациты	<ol style="list-style-type: none"> 1. Серебро—свинец—цинк (ранняя группа) 2. Мышьяк 3. Олово (сульфид касситеритовой формации) 4. Вольфрам

Этапы развития	Структурное состояние	Преобладающие магмы	Осадконакопление	Нарушенные структуры
Средние	Складчатый пояс	Гранитная	Размыв	Третья крупная складчатость. Связанные с ней разрывы
Ранние	Геосинклиналь	<p style="text-align: center;">Андезитовая</p> <p style="text-align: center;">Гранитные дифференциаты базальтовой магмы</p>	<p style="text-align: center;">Размыв</p> <p style="text-align: center;">Размыв</p>	<p style="text-align: center;">Разрывы</p> <hr/> <p style="text-align: center;">Разрывы. Структуры об- рушения</p> <p style="text-align: center;">Разрывы. Структуры от- слоения</p> <hr/> <p style="text-align: center;">Вторая крупная складчатость. Связанные с ней разрывы</p>

Типы магматических тел	Магматические породы	Минеральные месторождения
Малые интрузии	Диориты, кв. диориты, гранодиориты, гранит-порфиры, лампрофиры и др.	1. Золото 2. Молибден
Батолиты	Граниты: аляскитовые, лейкократовые, аплитовидные, биотитовые, пегматиты, аплиты	Гидротермальные: 1. Олово, вольфрам, висмут, молибден 2. Флюорит Пегматиты, грейзены: 1. Мусковит 2. Литий, бериллий, олово, вольфрам, тантал, ниобий
	Гранодиориты, граниты (кв. диориты)	Контактово-метасоматические: 1. Вольфрам 2. Молибден Гидротермальные: 1. Золото. Мышьяк. Вольфрам (шеелит) 2. Молибден 3. Медь (свинец, цинк)
Малые интрузии	Кварцевые альбит-порфиры, березиты, кварцевые диориты и др.	Золото
	Видимая связь с магматическими породами отсутствует	Ртуть. Сурьма Мышьяк (вольфрам)
Эффузии	Андезиты, липариты, трахиты и др.	Золото. Серебро (близповерхностные)
Малые интрузии	Кварцевые монзонит-порфиры, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые альбит-порфиры	Медь. Молибден. Глинозем (вторичные кварциты) Колчеданные залежи (чаще жильные): 1. Медь. Пирит 2. Серебро—свинец—цинк 3. Золото—багит
Батолиты. Малые интрузии	1. Габбро, диориты, тоналиты, плагиограниты. 2. Габбро, монзониты, сиениты, граносиениты, граниты (нефелин, сиениты)	Контакт—метасоматические 1. Магнетит. Медь 2. Кобальт. Мышьяк 3. Вольфрам, Молибден Гидротермальные: 1. Золото. Мышьяк. Вольфрам (шеелит) 2. Медь. Молибден

Этапы развития	Структурное состояние	Преобладающие магмы	Осадконакопление	Нарушенные структуры
Начальные	Геосинклиналь	Базальтовая Гипербазитовая	Морские терригенно-вулканогенные толщи	Первая крупная складчатость. Связанные с ней разрывы
			Морские вулканогенно-карбонатные толщи	
	Древняя платформа	Базальтовая Гипербазитовая Щелочная		

направлении: самостоятельные гранитоидные магмы поздних этапов сменяются в конечном этапе гранитоидными дифференциатами основной магмы, а для молодой платформы опять характерны недифференцированные основные магмы.

Главнейшие металлы распределяются вполне закономерно. С ультраосновными и основными породами первой половины ранних этапов связаны преимущественно магматические месторождения платины, хрома, железа, титана, ванадия, фосфора, никеля, кобальта и меди.

А позже с гранитоидными дифференциатами основной магмы связаны гидротермальные и контакт-метасоматические месторождения железа, цинка, свинца, меди, бария, кобальта, мышьяка, серебра, золота.

Для средних этапов, в связи с самостоятельными гранитоидами, характерны гидротермальные пегматитовые и отчасти контакт-метасоматические месторождения олова, вольфрама, молибдена, золота, висмута, натрия, тантала, лития.

Типы магматических тел	Магматические породы	Минеральные месторождения
Эффузии. Малые интрузии	Спилиты, порфириды, кератофиры	1. Медь 2. Железо. марганец
Батолиты. Со- гласные ин- трузии	Габбро, нориты, анортозиты, диориты и др.	1. Титаномагнетитовые 2. Медь—никель 3. Медь (вкрапл.)
	Серпентиниты, перидотиты дуниты, пироксениты, габбро	1. Платина. Платиноиды 2. Хром 3. Титаномагнетит 4. Асбест Гипергенные: 1. Никель 2. Магnezит
Эффузии. Ма- лые интрузии	Спилиты. Порфириды. Аль- битофиры. Кв. альбитофиры	1. Медь 2. Железо. Марганец
1. Эффузии Силлы 2. Лополиты 3. Трубы. Што- ки. Лакколи- ты	1. Базалты, диабазы (траппы) 2. Нориты, перидотиты (граниты) и др. 3. Щелочные перидотиты 4. Нефелин, сиениты 5. Монзониты, сиениты и др.	1. Магнетит Медь—никель 2. Платина. Хром. Алмазы. Апатит. Титаномагнетит (золото) (свинец—цинк)

В конце поздних этапов, кроме олова, вольфрама, молибдена, золота, встречаются чуждые этим этапам элементы — железо, свинец, цинк, серебро, характерные для дифференциатов основной магмы второй половины ранних этапов.

В конечные этапы исчезают вольфрам, олово, молибден и золото. Ведущую роль играют медь, железо, серебро, свинец, цинк, никель, кобальт, барий.

Сравнивая подвижные пояса с платформой, можно отметить следующее:

А. Комплекс ультраосновных и основных пород в обеих областях характеризуется одним и тем же комплексом металлов. Но количественная роль их различна.

Ликвационные месторождения медно-никелевых руд резко преобладают на платформах (например, месторождение Седбери на Канадском щите дает 80% мировой добычи никеля; месторождения в Норвегии, на Кольском полуострове, Норильска, Сибирской платформы) и играют подчиненную роль в подвижных поясах (Бразилия).

Месторождения платины и хромитов в одинаковой мере характерны для платформы (Южная Африка) и подвижных поясов, причем хромит играет заметно повышенную роль в подвижных поясах (Урал, Кемпирсай).

Наконец, гистеромагматические месторождения титаномагнетитов и апатито-магнетитовых руд более характерны для подвижных поясов (Урал).

Б. Комплекс гранитоидных дифференциатов базальтовой магмы и типичные для него месторождения широко развиты в подвижных поясах и крайне слабо на платформах (Алданская плита).

В. Комплекс самостоятельных гранитоидов с характерной для него группой металлов на платформах совершенно отсутствует.

Каковы же факторы, которые контролируют локализацию оруденения и распределение минерализации?

Этих факторов много. Главными из них являются характер региональных геологических структур и характер, глубинность материнских интрузий. Рассмотрим эти факторы вкратце.

Известно, что подавляющее большинство эндогенных рудных месторождений СССР расположено в складчатых сооружениях Урала, Казахстана, Алтая, Кавказа, Саяна, Сихотэ-Алиня. На Сибирской платформе и на Алданской плите расположено сравнительно небольшое количество эндогенных месторождений. Они почти полностью отсутствуют на Русской платформе. На платформах и щитах локализация руд связана с глубокими расколами их основания и с интрузиями типа лакколитов и лополитов (например, месторождение Седбери).

В складчатых зонах рудные пояса и провинции приурочены к определенным структурам, преимущественно к антиклинориям, крупным антиклиналям, к сложным зонам разломов и смятия. Например, рудные месторождения Казахстана связаны с интрузиями, расположенными в антиклинальных зонах, и отсутствуют в массивах синклинальных прогибов.

Рудные пояса или металлогенические провинции в пределах северного и южного Тянь-Шаня приурочены к структурам второго порядка, а именно — к антиклинориям. Весьма характерно, что оруденение несут только те интрузии, которые связаны с антиклинориями, а интрузии в синклинальных участках практически безрудны. Приморская свинцово-цинково-оловянная провинция тяготеет к крылу Сихотэ-Алиньского антиклинала.

Полиметаллические и редкометальные провинции Алтая и Калбы приурочены к зонам смятия, например, к Иртышской зоне смятия. Оруденение, связанное с дизъюнктивными

нарушениями, особенно характерно для Северного Кавказа, где насчитывается шесть таких поясов. Например, Тырны-Аузское вольфрамо-молибденовое поле приурочено к одной из этих зон нарушения.

Что касается размещения рудных полей и рудных месторождений в пределах металлогенических провинций, то они также приурочены преимущественно к антиклинальным структурам второго или третьего порядка. Например, в полиметаллической провинции Рудного Алтая Зырянское месторождение приурочено к антиклинали широтного направления второго порядка, а Риддерское месторождение — к куполовидным структурам и т. д.

Рассмотрим второй главный фактор. По данным Ю. А. Билибина можно предполагать, что распределение металлов между комплексами магм обуславливается тем, что комплексы магмы, отвечающие различным глубинам, отличаются различными исходными содержаниями отдельных металлов, которые и являются основной причиной их различной рудности; или, иначе, что определенный комплекс металлов связан с определенным типом интрузий. Например, внешняя зона (олово, вольфрам) Тихоокеанского пояса связана с кислыми и умеренно-кислыми интрузиями, а внутренняя (медь) — с более основными интрузиями.

С другой стороны, можно предполагать, что при одинаковом или близком содержании одних и тех же металлов различные комплексы в силу каких-то иных особенностей могут в неодинаковой степени давать их промышленные месторождения.

Перейдем к рассмотрению вопроса о распределении металлов эндогенных месторождений по геологическим эпохам.

Ю. А. Билибин так распределяет металлы во времени по этапам магматогенных процессов:

1. С основными и ультраосновными магмами первой половины ранних этапов связаны чаще всего магматические месторождения разных генетических типов, содержащие платину и платиноиды, хром, железо, титан, ванадий, фосфор, никель, кобальт, медь. Это преимущественно сидерофилы и отчасти примыкающие к ним литофилы (элементы группы железа) и халькофилы (медь).

2. Для второй половины ранних этапов в связи с гранитоидными дифференциатами основной магмы характерны гидротермальные и контакт-метасоматические месторождения, преимущественно железа, меди, свинца, цинка, барита, отчасти кобальта, мышьяка, серебра, золота.

3. Для средних этапов характерны гидротермальные, отчасти контакт-метасоматические месторождения олова, вольфрама, молибдена и золота, а также пегматитовые

месторождения обычных элементов гранитных пегматитов (литий, бериллий, бор, тантал, ниобий и др.). Элементы, наиболее характерные для ранних этапов развития, здесь почти отсутствуют, чем обусловлено исключительно резкое изменение вещественного состава эндогенной минерализации с переходом к средним этапам развития, лишнее раз подтверждает правильность и обоснованность отделения самостоятельных гранитоидных магм от гранитоидных дифференциатов основной магмы.

4. В поздние этапы развития вещественный состав минерализации в основном наследуется от средних этапов (олово, вольфрам, молибден, золото), однако в конце поздних этапов совместно с этим характерным комплексом металлов начинают встречаться чуждые ему элементы (железо, серебро, свинец, цинк).

5. Наконец, в конечные этапы развития подвижных поясов вновь наблюдается исключительно резкое изменение вещественного состава эндогенной минерализации: олово, вольфрам, молибден, золото исчезают, ведущую роль начинают играть медь, железо, серебро, свинец, цинк, никель, кобальт, барий.

Таким образом, изменение вещественного состава эндогенной минерализации подвижных поясов происходит в строгом соответствии с изменением вещественного состава магматических пород.

Распределение ресурсов металлов между отдельными этапами развития выражается (в процентах) следующим образом (табл. 27).

Таблица 27
Распределение металлов по геологическим этапам

Металлы	Средний и поздний этапы	Ранние	Конечные	Переходная группа
Олово, вольфрам	100	—	—	—
Литий, бериллий	100	—	—	—
Золото	76	16	—	8
Молибден	35	4	—	61
Платина, хром	—	100	—	—
Титан-ванадий	—	100	—	—
Никель	—	90	10	—
Кобальт	—	20	80	—
Барий	—	50	50	—
Медь	—	44	25	31
Свинец	10	60	30	—
Железо	18	65	17	—
Висмут	20	—	80	—
Флюорит	10	—	80	—

Коллектив ученых ВСЕГЕИ подсчитал распределение мировых ресурсов некоторых металлов во времени и наметил следующие четыре типа:

1. Редкие металлы (олово, вольфрам, молибден, серебро) обнаруживают увеличение интенсивности минерализации во времени и дают максимум в мезозое (олово, вольфрам) или кайнозое (молибден, серебро). Например, крупнейшие месторождения вольфрама и олова в СССР и в Китае имеют мезозойский возраст (юра и мел), а молибденовые месторождения (Кляймекс в США и Тырны-Ауз на Кавказе) — третичный.

2. Кобальт, никель и платина обнаруживают уменьшение интенсивности минерализации во времени и дают максимум в докембрии (62,5% никеля в Седбери и 62% кобальта на Скандинавском полуострове) или в нижнем палеозое (Норильск, Африка).

3. Золото дает максимум в докембрии (Африка, Бразилия, Северо-Восточный Китай, Сибирская платформа — 61% мировых запасов и $\frac{3}{4}$ мировой добычи), а медь — в кайнозое, где в основном на Тихоокеанский пояс приходится 47% мировых запасов и $\frac{3}{4}$ мировой добычи (табл. 28).

Таблица 28

Распределение мировых запасов некоторых металлов
(в процентах) во времени
(по Ю. А. Билибину¹)

Периоды	Олово	Вольфрам	Молибден	Золото	Медь	Свинец	Никель	Кобальт
Кайнозойский	14	3	91	13	47	26	7	6,5
Мезозойский	50	81	5	16	2	30	14	14,5
Варисский	24	16	1	4	8	27	16,5	17
Каледонский	2	—	2	6	14	17	—	—
Докембрийский	10	—	1	61	29	—	62,5	62
	100	100	100	100	100	100	100	100

4. Свинец, цинк и хромиты распределяются во времени довольно сложно. Не обнаруживаются резко выраженные максимумы и не наблюдается закономерное изменение интенсивности минерализации во времени. Но по данным И. Г. Магакьяна все-таки можно заметить максимум минерализации, который падает на мезозой.

¹ Ю. А. Билибин. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи, Госгеолыздат, 1955, стр. 75.

Для свинца и цинка характерны варисские провинции (Алтай, Салаир, Каратау, Австралия), киммерийские (Северный Кавказ, Забайкалье) и альпийские (Тихоокеанский пояс).

Из приведенных данных можно сделать следующий вывод: каледонская эпоха более бедна металлами, а докембрийская, варисская и мезо-кайнозойская очень богаты металлами эндогенной минерализации, причем, по данным И. Г. Магакьяна, для черных металлов — железа и марганца — наиболее характерны докембрийская и кайнозойская эпохи. Для редких металлов (например, олово, вольфрам, молибден), по данным Ю. А. Билибина, характерны мезозойская и кайнозойская эпохи, а для полиметаллов (свинец, цинк, серебро) — варисская и мезозойская.

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденений с гранитоидными интрузиями. 2-е изд., Госгеолтехиздат, 1954.
2. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во Московского университета, 1956.
3. Академия наук СССР. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды I съезда Всесоюзного петрографического совещания, 1955.
4. Академия наук СССР. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, 1953.
5. Академия наук СССР. Совещание по осадочным породам, вып. 2-й. Доклады, 1955.
6. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1954.
7. Берг Г. Заполнение жильных трещин. Перев. по геол. и полезным ископаемым. Центр. геол. библи., 1940.
8. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.
9. Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.
10. Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.
11. Бетехтин А. Г. Современное состояние и очередные задачи изучения рудных месторождений. «Советская геология». Сб. № 43, Госгеолтехиздат, 1955.
12. Бетехтин А. Г. (ред.). Курс месторождений полезных ископаемых, 2-е изд. Госгеолтехиздат, 1946.
13. Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 5, 1947.
14. Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 4, 1948.
15. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Курс лекций. Госгеолтехиздат, 1955.
16. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей, М.-Л., ГОНТИ, 1938.

17. Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. Записки Всесоюзного минералогического общества, ч. 80, вып. 2, 1951.

18. Богданович К. И. Рудные месторождения, т. I, 1912 и т. II, 1913. СПб., изд. Горного института.

19. Болдырев А. К. (ред.). Курс минералогии, ОНТИ НКТП, Ленинград, 1936.

20. Бородаевская М. Б. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектоно-магматического цикла. Труды I Всесоюзного петрографического совещания, 1955.

21. Бэтман А. М. Промышленные минеральные месторождения. Изд-во иностранной литературы, 1949.

22. Вернадский В. И. Очерки геохимии, 4-е изд. Госгеолнефтеиздат, 1934.

23. Власов К. А. К вопросу о генезисе пегматитов. ДАН СССР, т. 78, № 2, 1951. См. также «Изв. АН СССР», 1952, № 2 и 1953, № 5.

24. Вольфсон Ф. И. Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов. Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 162, 1955.

25. Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». АН СССР, 1953.

26. Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд. АН СССР, 1952.

27. ВСЕГЕИ. Атлас структур и текстур руд. Госгеолтехиздат, 1954.

28. ВСЕГЕИ. Геологический словарь. Госгеолтехиздат, 1955.

29. Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Труды Института геологии АН СССР, серия Уральской комплексной экспедиции (№ 1), 1946.

30. Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида. Госгеоллиздат, 1946.

31. Домарев В. С. Отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений регионально-метаморфогенной группы. ДАН. СССР т. ХСVIII, № 3, 1954.

32. Ершов А. Д. Разработать прогрессивную теорию рудообразования. «Разведка недр», № 2, 1953.

33. Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений. Изв. Геологического комитета, т. 45, № 2. Изд. Геол. комитета, 1926.

34. Заварицкий А. Н. О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», АН СССР, 1953.

35. Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 3, 1943.

36. Заварицкий А. Н. Метасоматизм и метаморфизм в колчеданных месторождениях Урала. Труды 18 сессии Международного геологического конгресса. Лондон, 1950.

37. Колчеданные месторождения Урала. АН СССР, 1950.

38. Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 5, 1953.

39. Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1955.

40. Коллектив авторов ВСЕГЕИ. Развитие науки о рудных месторождениях в годы сталинских пятилеток. «Изв. АН СССР», серия геологическая, 1950, № 1.

41. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». АН СССР, 1953.
42. Коржинский Д. С. Дифференциальная подвижность компонентов и метасоматическая зональность при метаморфизме. Труды 18 сессии Международного геологического конгресса. Лондон, 1950.
43. Королев А. В. и Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. Госгеолтехиздат, 1954.
44. Королев А. В. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1936.
45. Королев А. В. Зависимость зонального оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 1, 1949.
46. Крейтер В. М. О классификации структур рудных полей и месторождений. «Советская геология», № 6, 1941.
47. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
48. Кротов Б. П. Дифференциация элементов во времени при выветривании и закономерности распределения осадочных рудных месторождений. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 2, 1953.
49. Курек Н. Н. (ред.). Измененные окolorудные породы и их поисковое значение. Сб. ВСЕГЕИ, Госгеолтехиздат, 1954.
50. Ломоносов М. В. О рудных местах и жилах и о прииске их, 1763. Госгеолтехиздат, 1949.
51. Ломоносов М. В. О слоях земных, 1763. Госгеолтехиздат, 1949.
52. Ломоносов М. В. Слово о рождении металлов, 1757. Госгеолтехиздат, 1949.
53. Магакьян И. Г. Главные промышленные семейства и типы руд. Записки Всесоюзного минералогического общества, № 4, 1950.
54. Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Госгеолтехиздат, 1955.
55. Марков К. К. Палеогеография. Географиздат, 1951.
56. Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения Рудного Алтая и Калбы. ГОНТИ, 1939.
57. Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». АН СССР, 1953.
58. Никольский А. П. О некоторых вопросах генезиса гидротермальных месторождений. «Советская геология», сб. № 43, Госгеолтехиздат, 1955.
59. Обручев В. А. Рудные месторождения, 2-е изд. ОНТИ, 1934.
60. Обручев В. А. Металлогенические эпохи и провинции Сибири. Труды прикл. минерал. и метал., вып. 21, 1926.
- 60а. Озеров К. Н. О роли вмещающих горных пород в локализации эпигенетических месторождений полезных ископаемых пневматолитово-гидротермального происхождения. Вестник Ленинградского государственного университета, № 5, 1949.
61. Повилайтис М. М. Соотношение оруденения с дайками как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 1, 1957.
62. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I и II, М.-Л., Гостоптехиздат, 1940.
63. Рухин Л. Б. Основы литологии. М.-Л., Гостоптехиздат, 1953.
64. Сауков А. А. Геохимия. Госгеолтехиздат, 2-е изд., 1951.
65. Сборник Львовского государственного университета «Вопросы минералогии осадочных образований». Изд-во Львовского государственного университета, 1956.

66. Сборник, посвященный В. Линдгрену — «Геология рудных месторождений западных штатов США». М.-Л., ОНТИ, 1937.
67. Сборник статей «Рудные регенерированные месторождения» под ред. проф. В. И. Смирнова. Изд-во иностранной литературы, 1957.
68. Семененко Н. П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. «Изв. АН СССР», т. I, 1946.
69. Семененко Н. П. Проблемы метаморфизма. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 1, 1953.
70. Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд-во Московского университета, 1954.
71. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.-Л., ОНТИ, 1936 и изд. 3-е, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1955.
72. Смирнов С. С. Избранные труды. Изд-во АН СССР, 1955.
73. Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 6, 1937.
74. Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Записки Всероссийского минералогического общества, ч. 76, серия 2, Изд. АН СССР, 1947.
75. Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 2, 1946.
76. Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 5, 1946.
77. Соболев В. Введение в минералогию силикатов. Львовский госуниверситет, 1949.
78. Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 73, серия геологическая. Изд. АН СССР, 1947.
79. Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
80. Ся-Дя-Жун. Закономерности распределения и прогноз месторождений полезных ископаемых Китая. Журнал «Геологические знания» на китайском языке, 1956.
81. Танатар И. И. Теоретические основы учения о рудных месторождениях. Укртехиздат, 1950.
82. Танатар И. И. Генетическая классификация структур и текстур горных пород. «Советская геология», № 12, 1938.
83. Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. Изд-во иностранной литературы, 1951.
84. Ферсман А. Е. Геохимия, т. I, II, III, IV. ОНТИ, Госхимтехиздат, 1933, 1934, 1937 и 1939.
85. Ферсман А. Е. Пегматиты. 3-е изд. АН СССР, 1940.
86. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1939.
87. Ферсман А. Е. Геохимические проблемы Союза. Труды Совета по изучению производительных сил (СОПС), Изд. АН СССР, 1931.
88. Хрущов Н. А. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. Записки Всесоюзного минералогического общества, № 1, 1953.
89. Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Сборник совещания по осадочным породам, вып. 2, ДАН СССР, 1955.
90. Щербина В. В. Геохимия, АН СССР, 1939.
91. E. A. Alexandrov. Contribution to the Studies of Precambrian Banded Iron Ores. — *Economic Geology*, № 5, 1955.
92. G. Berg. Vorkommen u. Geochemie der mineralischen Rohstoffe, 1929.
93. J. St. Brown. Ore Genesis. London, 1950.

94. H. G. Gloos. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge, 1921.
95. V. M. Goldschmidt. Die geochemischen Verteilungsgesetze der Elemente Lief VII, 1926.
96. W. T. Holser. Metasomatic Processes. Economic Geology, № 4, 1947.
97. International Geological Congress. Report of the 18 Session, Great Britain, 1948. Part III — Metasomatic Processes in Metamorphism. London, 1950.
98. P. Kukuk. Geologie, Mineralogie u. Lagerstättenlehre. Berlin, 1951.
99. W. Lindgren. Mineral Deposits, New-Jork, 1928.
100. W. Maucher. Leitfaden für den Geologie-Unterricht 2 Auf.
101. H. Neumann. On hydrothermal differentiation. — Economic Geology, vol. XLIII, 1948, № 2.
102. B. Stočes and Ch. H. White. Structural Geology with special reference to economic deposits. London, 1935.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Аккумулятивные месторождения
 98, 169
 Акробатолитовые жилы 220
 Аллювиальная россыпь 241
 Анагенный метасоматоз 64
 Апофиз 130
 Асимметрично-поясовая структура
 220
 Атмофильные элементы 31, 36
 Атомный объем 31
 Атомы: атмофильные 31, 36
 — дефицитные 27
 — избыточные 27
 — литофильные 36
 — сидерофильные 36
 — халькофильные 36
 Валентные электроны 36
 Валунчатые руды 242
 Вода гидротермальная 200
 Вода ювенильная 200
 Водородный показатель 80
 Восстановительный потенциал 76
 Взбросы 125
 Время и место отделения рудных
 растворов 206
 Вторичные жильные горизонты 232
 ВЭК 43
 Генетические типы трещин 104
 Геосферы 28
 Геотектоническая схема Архан-
 гельского и Шатского 152
 Геотектоническое районирование
 149
 Геотектоническая шкала Евразии
 по М. К. Коровину 156
 Геохимические системы (щиты, зо-
 ны, пояса, поля, провинции,
 эпохи) 88
 Геохимические параметры 61
 Геохимические узлы (центры ми-
 нерального сырья) 93
 Геохимия 21
 Геохимическое районирование 92
 Гетеровалентные ионы 36
 Гидротермальные месторождения:
 200
 — секреторные 224
 — метасоматические 230
 Гидатометасоматоз 64
 Гипергенез 240, 73
 Гипобатолитовые жильные гори-
 зонты 220
 Гипозона 220
 Гистеромагматические месторо-
 ждения 171
 Глубина и ширина трещин 129
 Глубина рудных горизонтов 225
 Гомовалентные ионы 36
 Графические структуры 261
 Грейзен 199
 Дворики растяжения 116
 Дефицитные элементы 28
 Диктующие породы 122
 Дифференциации:
 — кристаллизационные 166
 — гидротермальных растворов 208
 Дифференциация химических эле-
 ментов при гипергенных про-
 цессах 84
 Железная шляпа 234
 Жесткость породы 113
 Жилы простые 100
 Жилы сложные 100
 Жилы секреторные 102
 Жилы метасоматические 102
 Жилы односторонне-сложные 101
 Жилы двусторонне-сложные 102
 Жилы конский хвост 101
 Жилы лестничные 104
 Жильные горизонты 220

- акробатолитовые 220
- гипобатолитовые 220
- криптобатолитовые 220
- эмбатолитовые 220
- эндобатолитовые 220
- эпibatолитовые 220
- Жильные минералы 228
- Жильные формации 228

- Зальбанд 130
- Занорыш 186
- Зональность: первичная 216
 - прямая 221
 - обратная 222
 - вторичная 232
 (зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения) 237
- Зоны: гипозона 218
 - мезозона 218
 - эпизона 218
- Зоны разлома 124
 - разлистываемые 124
 - сетчатая 124

- Избыточные элементы** 27
- Изоморфизм 49
 - гетеровалентный 47
 - гомовалентный 47
 - изовалентный 47
 - компенсационный 63
 - направленный 49
 - неограниченный 51
 - ограниченный 51
 - полимерный 49
 - полярный 49
 - с одинаковыми брутто-формулами 49
 - с вакантным местом 49
 - эндокриптный 49
- Изоморфные замещения 64
- Изоморфные ряды Вернадского 48
- Изотоп 34
 - легкий 34
 - тяжелый 34
- Изотопическое число 34
- Изотропизация 51
- Импрегнация 67, 199
- Инфильтрация 261
- Ингрессия 245
- Ионы одноквантовые и разноквантовые 36
- Истинный плотик, или истинная постель 245
- Истинный радиус атома или иона 36

- Камеры: метасоматические** 104

- секреторные 103
- Капустинского формула 44
- Кислородный потенциал 75
- Кларки 23
 - атомные 25
 - весовые 25
 - концентрации 26
 - объемные 26
- Классификация месторождений:
 - Бетехтина 161
 - Вольфсона 164
 - Заварицкого 164
 - Захарова 161
 - Обручева 161
 - Танатара 165
 - Шнайдергена 258
- Классификация трещин (по И. И. Танатару) 105
- Классификация структур рудных полей и месторождений 144
- Классификация структур руд 261
- Кливаж 114
- Классификация текстур руд 262
- Коагуляция 77
- Коллоиды 76
- Компетентные породы 112
- Контакт-биметасоматические 188
- Контакт-метасоматические, также контактовые или скарновые месторождения 187
- Контрполяризация 42
- Концентрация водородных ионов 74
- Координационное число 42
- Кристаллические решетки типа: 42
 - ионной 42
 - атомной 42
 - молекулярной 42
- Латераль-секреторная теория 200
- Ликвация 168
- Ликвационные месторождения 168
- Литофильные элементы 31, 36
- Ложный плотик, или ложная постель 244
- Лополит 100
- Магматические и магматогенные месторождения** 166
- Малые интрузии 205
- Меандры 243
- Мезозона 218
- Месторождения выветривания 240
- Месторождения полезных ископаемых 9
- Месторождения магматические 166
- Месторождения пегматитовые 172
- Месторождения пневматолитовые 195

- Месторождения контакт-метасоматические 187
 Месторождения химически-осадочные 248
 Месторождения инфильтрационные 261
 Месторождения остаточные или метатетические 253
 Месторождения метаморфогенные 255
 Металлогенетический пояс 10
 Металлогенетические провинции 268
 Металлогенетические эпохи 268
 Метамиктные изменения 51
 Метаморфические месторождения 255
 Метаморфогенные месторождения 255
 Метасоматоз 60
 Метасоматоз диффузионный 68
 Метасоматоз инфильтрационный 68
 Метасоматоза виды 63
 Метатетические месторождения 253
 Миаролитовые пустоты 186
 Мигратогены 33
 Миграция в газовом состоянии 53
 Миграция в гидротермальной фазе 56
 Миграция в гипергенных условиях 73
 Миграция в магме 51
 Миграция в пегматите 52
 Миграционная способность 41
 Миграция химических элементов 41
 Минералы пегматитов 180
 Минералы скарнов 190
 Минералы пневматолитов 198

 Надвиги 126
 Нейтрон 34
 Некомпетентные породы 112
 Нерудные ископаемые 8
 Ныряние рудного столба 131
 Нерудные минералы жил 228

 Окраска минералов 42
 Организмы и продукты их деятельности 81
 Ортомагматические месторождения 166
 Осадочные месторождения 160
 Основы структурной геологии 97

 Остаточные месторождения 253
 Отдельность 112

 Пегматитовые месторождения 172
 — — чистой линии 175
 — — линии скрещения 175
 Пласт 102
 Пластичность породы 113
 Плотик или постель 244
 Пневматолит 195
 Пневматолитовые или пневматолитические месторождения 195
 Пневматолитический метасоматоз 53
 Подвижность компонентов при контактном метасоматозе 68
 Подчиненные породы 122
 Полезное ископаемое 7
 Полиморфизм 50
 Поляризация 41, 42
 Пояса геохимические 88
 Поры и пустоты 141
 Порфиробласты 116
 Потенциал ионизации 57
 Пространственная ориентировка трещин 136
 Протокристаллизация 53
 Причины образования первичной зональности 216, 222
 Протон 34
 Пульсационная теория оруденения С. С. Смирнова 222
 Пустоты капиллярные 141
 — субкапиллярные 142
 — суперкапиллярные 141
 Принципы геотектонического районирования 149
 Причины, вызывающие подъем рудных растворов 208

 Радиус атома или иона 36
 — — — истинный 36
 — — — — эффективный 36
 Разломы 126
 Размеры жильных горизонтов в глубину 225
 Размеры россыпей 245
 Разноквантовые ионы 36
 Районирование геотектоническое 149
 — геохимическое 92
 Род кристаллической решетки 42
 Россыпи 240
 — аллювиальные 241
 — галечные 242
 — гравийные 242

- дельтовые 242
- ископаемые 242
- минералы россыпей 246
- морские 241
- мясниковатые 244
- размеры россыпей 245
- русловые 242
- современные 242
- террасовые 242
- увальные 242
- щлиховые 242
- элювиальные 242
- Руда 8, 159
- Рудное месторождение 9
- Рудная зона 10
- Рудное поле 9
- Рудный пояс 10
- Рудное тело 11
- Рудный узел 10
- Рудная залежь 11
- Рудная формация 228
- Рудообразовательные процессы 159
- Ряд пород по их влиянию на образование 226
- Самородки 247
- Сброс 126
- Сегрегационные месторождения 166
- Сидерофильные элементы 31
- Сингенетические месторождения 172
- Скарн 187
- Складки 120, 121
- Склонение рудного столба 131
- Столбы рудные метасоматические 103
- Столбы рудные секреторные 102
- Строение атома 34—40
- Структурная геология 97
- Структуры руд 237, 258
- Структуры рудных полей 142
- Текстура и структура руд 237, 258
- Текстура и структура руд зоны окисления и зоны цементации 237
- Твердость минерала
- Типоморфные минералы 182
- Трещины 104, 105
 - в батолитах 133
 - возраста 138
 - выщелачивания 105
 - дилатационные 105
 - инсоляционные 107
- контракционные 105
- кливажа 111
- надвиговые 112
- оседания 105
- отдельности 112
- в эффузивах 110
- пространственная ориентировка 136
- радиальные 110
- разрыва 110
- раскола 109
- расслоения 109
- расширения 105
- сбросовые 109
- сокращения 105
- тектонического образования 109
- термического 110
- химического 110
- Увальная россыпь 242
- Узлы геохимические 93
- Узлы рудные 9
- Факторы, влияющие на скорость рудоносных растворов 210
- Фальбанд 211
- Фашии геохимические 89
 - континентальные 89
 - морские 89
- Форма и размеры скарновых залежей 193
- Формы рудных тел 97
- Формы рудных жил 130
- Фузивные месторождения 99
- Халькофильная оболочка 31
- Халькофильные элементы 31, 36
- Химизм процессов рудообразования гидротермальных месторождений 211
- Химические осадочные месторождения 248
- Хроноксены 92
- Хронофилы 92
- Цвета минералов 41
- Центры минерального сырья 92
- Число координационное 41
- Шлихи 242
- Штокверк 103
- Щелочный резерв 75
- Щит геохимический 89

Щелочность и кислотность гидро-
термальных растворов 71

Эвмагматические месторождения
160

Эволюционное дерево магматиче-
ских пород 167

Эволюционное дерево осадочных
пород 80

Эк 43

Экзогенные трещины 137

Экзокинетические трещины 105

Элементы: атмофильные 31

— избыточные 28

— литофильные 36

— сидерофильные 31, 36

— халькофильные 31, 36

— одноквантовые 36

— разноквантовые 36

Экзокарн 191

Элювиальные россыпи 242

Эндоскарн 191

Эндокинетические трещины 105

Эндокриптия 51

Энергетический коэффициент 43

Энергия кристаллической решетки
43

Энергия поверхности растворов:
второго ряда 66

— — — первого ряда 66

Эпигенетические месторождения
172

Эпизона 218

Эпитермальные месторождения
165

Эффективный радиус 36

Ювенильные воды 200

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
От редактора	3
От автора	5
Вступление	7
Определение основных понятий курса	7
Цель и задачи курса	12
Краткая история учения о полезных ископаемых	15

РАЗДЕЛ I

ОСНОВЫ ГЕОХИМИИ

Введение	21
Определение процентного содержания химических элементов или их кларков в земной коре	23
Распределение химических элементов по оболочкам Земли (геосферам)	28
Миграция и мигратогены	33
Строение атома	34
Миграционная способность химических элементов	42
Изоморфизм	47
Полиморфизм	50
Миграция и концентрация химических элементов в самой магме (геохимия магматического процесса)	51
Миграция и концентрация химических элементов в пегматитовом процессе	52
Миграция и концентрация химических элементов в газовом состоянии или в газовой смеси	53
Миграция и концентрация химических элементов в гидротермальную фазу магматогенного процесса	55
Процессы метасоматоза	60
Щелочность и кислотность гидротермальных растворов	71
Миграция и концентрация химических элементов в гипергенных условиях	73
Дифференциация химических элементов при гипергенной миграции	84
Геохимические системы, геохимические провинции и геохимические эпохи	88

РАЗДЕЛ II

ОСНОВЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Стр.

Введение	97
Формы рудных тел в связи с условиями их образования	97
Генетические типы трещин	104
Генетическая классификация трещин	105
Характеристика трещин и их ориентировка	110
Влияние жесткости и пластичности породы на образование трещин	113
Влияние величины давящих сил и степени подвижности породы на густоту трещин	122
Разломы, надвиги, сдвиги и сбросы и их роль в процессе оруденения	125
Глубина и ширина трещин и связанная с ними глубина и мощность рудных жил	129
Формы рудных жил в связи с их образованием	130
Трещины в гранитных батолитах по Клоосу	133
Пространственная ориентировка трещин в боковых породах, вмещающих рудные тела	136
Экзогенные трещины	137
Возраст трещин и его роль в разведке и оценке жильных месторождений	138
Генетические типы пустот и пор	141
Структуры рудных полей, месторождений и рудных тел	142
Общие сведения	142
Классификация структур рудных полей и месторождений	144
Классификация типичных дорудных структур эндогенных месторождений	144
Геотектоническое и геоструктурное районирование СССР	149

РАЗДЕЛ III

РУДООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ

Введение	159
Классификация рудных месторождений по данным В. А. Обручева и критические замечания к ней	159
Классификация, принятая в данном учебном пособии	165
Собственно магматические месторождения	166
Пегматитовые месторождения	172
Общие сведения	172
Промышленное значение пегматитов	186
Контакт-метасоматический, или скарновый тип месторождений	187
Общие сведения	187
Минералогический состав скарнов	190
Текстура и структура руд скарновых или контакт-метасоматических месторождений	192
Формы и размеры залежей в скарнах	193
Промышленное значение скарнового или контакт-метасоматического типа оруденения	193
Пневматолитовые месторождения	195
Гидротермальные месторождения	200
Общие сведения	200
Все ли магмы рудоносны?	202

Роль боковых пород как источников оруденения	203
Есть ли связь между размерами интрузива или эффузива и размерами гидротермального оруденения?	204
Время и место отделения рудных растворов в магматическом очаге	206
Причины, вызывающие подъем рудоносных растворов и расширение трещин	208
Факторы, влияющие на скорость движения растворов	210
Химизм процессов рудообразования в гидротермальных месторождениях	211
О причинах образования первичной зональности рудных жил, столбов и бананц	216
Классификация гидротермальных месторождений	224
Размеры жильных горизонтов в глубину (понятие о геохимическом градиенте)	225
Ряд пород по их влиянию на оруденение (по Мюллеру).	226
Гидротермально-метасоматические месторождения	230
Вторичные жильные горизонты	232
Текстура и структура руд зоны окисления и зоны цементации	237
Месторождения выветривания, также гипергенные	240
Общие сведения	240
Россыпи	240
Химические осадочные месторождения	248
Инфильтрационные месторождения	252
Остаточные, или метатетические месторождения	253
Метаморфогенные месторождения	255
Генетическая классификация эндогенных месторождений Г. Шнайдергена на геотектонической основе	258
Текстура и структура руд	258
Факторы, управляющие распределением во времени и пространстве магматогенных рудных месторождений	263
Общие сведения	263
Тектоно-магматические факторы	263
Структурно-литологические факторы пространственного распределения оруденения	266
Факторы глубинности и глубины эрозионного среза	266
Металлогенические провинции и металлогенические эпохи	268
Главнейшая литература	280
Предметный указатель	285

Иосиф Исаакович Танатар

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Редактор *М. И. Прокопенко.*

Художественный редактор *Е. В. Чурий.*

Технический редактор *А. С. Трофименко.*

Корректоры *И. А. Калачева, Э. Г. Маслюк.*

Подписано к печати 8/VIII—59 г. БЦ 11420. Формат 60×92¹/₁₆. Объем 9,125 бум. л., 18,25 печ л., 18,6 уч.-изд. л. В одном печатном чисте 40 000 зн. Заказ 1663. Тираж 5000. Цена 5 руб. 60 коп.

Типография Издательства Харьковского государственного университета.
Университетская ул., 16.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
114	18 снизу	фиентированный	ориентированный
118		Рис. 50 надо повернуть так, чтобы складчатые полосы были выше нескладчатых	
129	Сноска	(стр. 272)	(стр. 210)
	8 снизу	на стр. 272	на стр. 208

И. И. Т а н а г а р. Основы учения о рудных месторождениях.

Цена в переплете 6 руб. 60 коп.

5294

