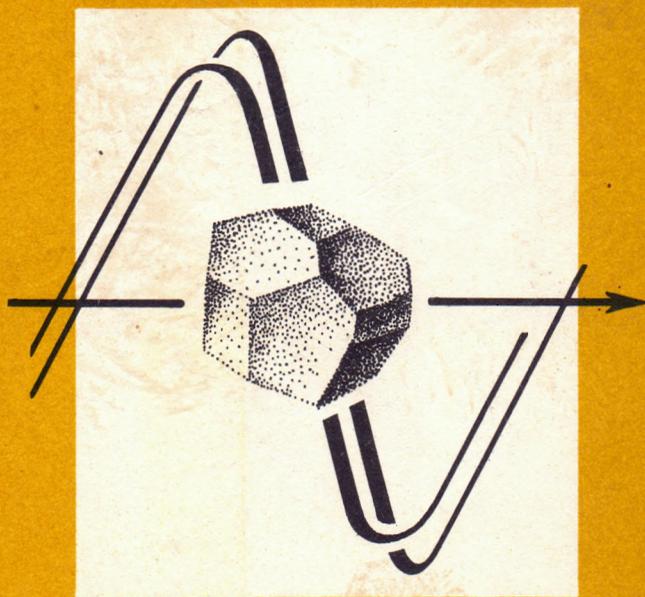


Б.С.Андреев

ПИРИТ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



·Наука·

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

Б.С.Андреев

ПИРИТ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



"НАУКА" МОСКВА
1992

Андреев Б.С. Пирит золоторудных месторождений. М.: Наука. 1992. — 143 с. — ISBN 5-02-002898-3

Работа является наиболее полным обобщением известных данных по основным свойствам пирита золоторудных месторождений. На основе анализа различных пространственных и эволюционных структур параметров пирита предложен комплекс качественных критериев, применение которых целесообразно в поисково-разведочной практике.

Представляет интерес для специалистов в области минералогии, геохимии, поиска и разведки золоторудных месторождений.

Табл. 62 Ил. 40. Библиогр.: 209 назв.

Ответственный редактор академик Н.А. ШИЛО

Рецензенты: Р.А. ЕРЕМИН, А.П. ФАДЕЕВ

The book is the most total generalization of the known data about basic property of pyrite of the goldbearing deposits. It is offered the complex of the qualitative indications on the basis of analysis of the pyrite property changes in space and through time. These indications are applied advisable for mineral prospecting. The book is aimed for mineralogists, geochemistrists and for search for goldbearing deposits.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Необходимость и целесообразность использования минералогических данных при поиске и разведке золоторудных месторождений общепризнаны — минералогическая литература содержит огромное количество типоморфных признаков, критериев и зависимостей, которые обычно рекомендуются к широкому внедрению в поисково-разведочную практику. Но при этом вне внимания исследователей часто остаются вопросы, с которыми постоянно сталкиваются геологи-практики. Например, почему при распространенных утверждениях об успехах прикладной минералогии ее удельный вес в общем объеме исследований явно уступает геофизическим, геохимическим, геологоструктурным и другим направлениям? Почему перенос минералогических критериев с одного месторождения на другое и даже с одного рудного тела на другое в пределах месторождения часто не дает положительных результатов? Наконец, в чем причина низкой конкурентоспособности минералогических разработок и каковы способы ее повышения?

Эта монография предоставляет исследователю золоторудных месторождений материалы для серьезных размышлений над перечисленными и другими вопросами прикладной минералогии. Она посвящена обобщению, систематизации и анализу эмпирических данных по свойствам пирита, опубликованным в отечественной литературе за последние двадцать лет. На первый взгляд выбор пирита в качестве объекта исследования неперспективен, так как уже имеется ряд крупных обобщающих работ Н.З. Евзиковой, А.Ф. Коробейникова, В.А. Попова, В.Г. Прохорова, М.М. Старовой и др. Естественно, возникает вопрос — что принципиально нового можно обнаружить при анализе опубликованных данных по свойствам наиболее распространенного, исследованного и широко применяемого в практике минерала?

В монографии прежде всего необычен подход к анализу эмпирических данных. В минералогической литературе найдется немного примеров, когда бы тривиальное индуктивное обобщение предварялось гипотетико-дедуктивными процедурами: формулировкой общей гипотезы, созданием модельной конструкции месторождения и оценкой вероятных следствий. С последними можно спорить, соглашаться или не соглашаться, но уже то, что они в книге есть, позволяет соотносить с ними анализ свойств пирита и контролировать логику рассуждений.

Своеобразна и структура описания свойств пирита. В большинстве известных минералогических работ обычно рассматриваются

широкий спектр свойств минералов (окраска, отражательная способность, микротвердость, удельный вес и др.), а их изменения во времени и пространстве анализируются в рамках понятий стадийности и зональности. Различия же свойств минералов в разных месторождениях традиционно соотносятся с минеральными и формационными типами объектов. В результате этого любые попытки обобщения сталкиваются с трудноразрешимыми проблемами: как непротиворечиво согласовать комплекс разнородных, фрагментарных и различающихся по точности аналитических данных, в какой мере различные наименования стадий, генераций, зон, формаций отражают действительные различия? В этой монографии, пожалуй, впервые в отечественной минералогической практике ограниченный перечень свойств минерала рассматривается в четко фиксированных системах координат — во времени (эволюционные структуры свойств пирита) и пространстве (горизонтальные и вертикальные структуры свойств пирита). Причем эти структуры рассматриваются в обобщенном виде на трех иерархических уровнях: в индивидах, в месторождениях и рудных полях. В методическом отношении эти ограничения наиболее соответствуют задаче поиска именно общих, фундаментальных закономерностей для всех месторождений золото-сульфидно-кварцевого класса, т. е. прогнозно-поисковый минералогический комплекс признаков, основанный на более общих закономерностях, должен обладать и наибольшими познавательными возможностями.

Нетривиальны в монографии и способы обсуждения данных. Строго говоря, анализ большинства опубликованных работ позволяет сделать обоснованные выводы о том, что приведенные в них аналитические данные отрывочны, неточны и несопоставимы, а поэтому и не могут быть предметом строгого логического анализа с применением методов математической обработки. Иными словами их легче отвергнуть как некорректные, чем использовать для поиска закономерностей. Но тогда из научного обращения исключается колоссальный объем первичных минералогических данных, а приоритет многих авторов становится неизвестным широкому кругу исследователей. Эта тупиковая ситуация разрешается довольно просто: не выходя за пределы логических рассуждений, в монографии анализируются лишь в самом общем виде закономерности пространственно-временного смещения свойств пирита. При этом теряют принципиальное значение различия в аналитической точности данных, в наименованиях ассоциаций, парагенезисов, стадий и т.д. Важно только, чтобы разновидности пирита занимали определенное (фиксированное) положение относительно друг друга во времени и пространстве.

Монография не лишена недостатков и вызовет неоднозначную оценку, но она, безусловно, будет полезна. После ее прочтения у читателя уже не останется сомнений в мнимой простоте практического использования минералогических данных и в необходимости глубоких исследований даже "хорошо изученных" минералов. Можно также предположить, что она станет стимулировать целенаправленный поиск устойчивых пространственно-временных структур свойств минералов, а следовательно, и обнаружение фундаментальных закономерностей развития минеральных систем.

Глава I

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВАНИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ СВОЙСТВ ПИРИТА

Переход от использования отдельных минералогических признаков продуктивной минерализации к прогнозно-поисковым комплексам признаков (свойств) минералов — логическое развитие прикладных исследований в минералогии золоторудных месторождений. Прогнозно-поисковый комплекс свойств конкретного минерала — это целостная система устойчивых закономерностей пространственного распределения признаков, применение которых при поиске, разведке и оценке месторождений эффективно и экономически целесообразно. Объективный анализ известных работ в области прикладной минералогии показал, что прогнозно-поисковые комплексы с подобными задачами и высокими прогностическими свойствами в настоящее время фактически отсутствуют. Более того, нет достаточно ясных представлений о принципах и методах их создания, невелик объем собственно минералогических критериев по сравнению с геологическими, геохимическими и геофизическими.

Анализ общих проблем создания эффективных прогнозно-поисковых минералогических комплексов наиболее целесообразно проводить на примере одного минерала, причем широко распространенного и изученного. К таким минералам золоторудных месторождений относится пирит, кварц и золото; другие минералы исследованы в меньшей степени, что фиксируется количеством опубликованной литературы. По пириту золоторудных месторождений выполнено большое количество исследований, проведена серия обобщающих работ, многие результаты которых использовались при поиске и разведке месторождений. Следовательно, этот минерал отвечает условиям решения основной задачи. Но вопрос состоит в том, что необходимо определить: какие именно свойства пирита и в каком отношении следует рассматривать, чтобы это в наибольшей мере соответствовало задаче формулировки критериев поиска и разведки? Более того, существует неопределенность и в основном вопросе: можно ли в принципе обнаружить в золоторудных месторождениях такие устойчивые признаки пирита, которые были бы справедливы для широкого круга объектов и пригодны для разработки единого комплекса для конкретного класса месторождений?

Многие исследователи часто приходят к ошибочному заключению о настолько широком разнообразии условий формирования месторождений, что каждое месторождение специфично и требует разработки индивидуальных прогнозно-оценочных критериев. Не отрицая реального существования индивидуальных особенностей у каждого месторождения и требований их учета, нельзя считать эти факты основой создания эффективных критериев поиска, разведки и оценки. Если исходить из признания общих закономерностей развития естественных минеральных систем — рудных месторождений, то логично предположить и существование устойчивых пространственных и эво-

люционных структур различных признаков в месторождениях конкретного класса. Следовательно, на высоком уровне обобщения данных эти устойчивые структуры могут быть установлены и применены при поиске и разведке любого типа месторождения данного класса. Более того, закономерности высокого уровня общности являются относительно независимыми от конкретной геологической ситуации и частных особенностей месторождения. Эмпирически такая возможность допускается в современном рудно-формационном анализе, в рамках которого многообразие локальных условий (типы среды локализации, деформационная структура, морфология, минералого-геохимическая специализация месторождения и т.д.) не препятствует отнесению месторождений к единым рудно-формационным классам, т.е. фактически признается существование для больших групп месторождений общих управляющих факторов развития, влияние которых отражается в наиболее существенных признаках, справедливых для всех месторождений класса.

Поиск устойчивых закономерностей состава, строения, зональности, стадийности и др. в минералогии рудных месторождений традиционно проводится на основе индуктивных обобщений. Такой подход к анализу эмпирических данных сопровождается последовательной формулировкой логических заключений все более высокого уровня общности, а правомерность заключений основана на допущении, что если для n -множества месторождений установлена конкретная зависимость, то эта зависимость будет справедлива и для множества $n + 1$. Не вдаваясь в сущность и ограничения индуктивного анализа, детально рассматриваемые в специальной литературе по методологии естественнонаучных исследований, отметим наиболее существенное ограничение индукции: она не дает достоверного вывода при неполной индукции, а именно эта ситуация типична при исследовании рудных месторождений (выборка объектов всегда неполна). Поэтому в настоящее время поиск фундаментальных зависимостей, справедливых для любого объекта конкретного класса, проводится в рамках гипотетико-дедуктивного анализа. В самом общем виде последний предусматривает проведение серии последовательных процедур: формулировку исходной общей гипотезы, создание соответствующей модельной конструкции, оценку вытекающих из гипотезы и модели следствий, экспериментальную проверку следствий.

На первый взгляд выполнение перечисленных процедур имеет весьма далекое отношение к поставленной задаче — определению закономерностей пространственно-временного распределения свойств пирита золоторудных месторождений на основе обобщения и анализа эмпирических данных; поэтому большинство известных работ в области прикладной минералогии и не содержит исходных теоретических конструктивов (гипотез, моделей и т.д.). Но отсутствие ясной формулировки исходных теоретических оснований еще не означает их отсутствие вообще, так как в основе любого исследования рудных месторождений всегда обнаруживаются исходные взгляды исследователя, которые влияют на конечные результаты.

Например, анализ содержания более 1200 опубликованных работ по геологии, геохимии и минералогии золоторудных и золото-серебряных месторождений показывает широкое распространение стереотипных "генетических" представлений, которые в настоящее время приобрели своеобразный статус аксиоматики современной теории рудогенеза. В рамках ведущей магматогенно-гидротермальной парадигмы, постулирующей функциональную связь процессов магматизма и рудообразования, обычно предполагаются: гидротермальная природа рудообразующих растворов, внешний глубинный источник рудного вещества, протяженная транспортная область миграции вещества от источника в область рудоотложения, трещинная фильтрация, полостное жилобразование, импульсный массоперенос и др. Вполне естественно, что независимо от субъективных намерений исследователя, эти и другие генетические представления влияют на формулировку конечных логических заключений (выводов), какие бы исходные данные при этом не использовались. В то же время некоторые положения магматогенно-гидротермальной парадигмы не соответствуют или прямо исключают возможность решения поставленной задачи. Действительно, если признать импульсную фильтрацию (стадийные импульсы порций растворов), то поиск устойчивых пространственных закономерностей распределения свойств минералов становится невозможным: количество, состав, пространственное распределение импульсов растворов, а следовательно, и распределение конкретного признака пирита, будут многовариантными и непредсказуемыми.

Таким образом, формулировка исходных теоретических оснований любых исследований, в том числе и собственно прикладных, является необходимым условием. Только в этом случае обсуждение данных может быть соотнесено с конкретными теоретическими установками автора, причем теоретические основания и выводы не должны противоречить друг другу.

Анализ существующих гипотез в области рудообразования (сингенетическая, метаморфогенная, магматогенная и др.) показал, что все они обладают недостаточно высоким уровнем общности: в выборках однотипных месторождений всегда обнаруживаются объекты с признаками функциональных связей с различными геологическими процессами. Следовательно, если анализируются свойства пирита из золото-сульфидных, золото-сульфидно-кварцевых и золото-кварцевых месторождений, для которых разные исследователи обнаруживают причинные связи с процессами эпигенеза, метаморфизма и магматизма, то необходима формулировка исходной гипотезы очень высокого уровня общности, охватывающая все возможные варианты генетических связей месторождений.

При формулировке общей интегральной гипотезы и разработке модельной конструкции месторождений золото-сульфидно-кварцевого класса учитывались современные разработки в области рудно-формационного анализа, классификацирования месторождения, методологии и практики моделирования. Не вдаваясь в обсуждение широкого круга проблем, различных подходов и представлений советских и

зарубежных исследователей в этих областях геологии рудных месторождений, отметим одно из перспективных направлений исследований. Оно связано с исследованиями золоторудной минерализации в черносланцевых (углеродистых) средах, экспериментальными исследованиями процессов перераспределения (перегруппировки) вещества при формировании рудоносной минерализации, с работами в области моделирования и теории развития сложных систем.

Во-первых, результаты многочисленных исследований минералогии и геохимии черносланцевых сред и локализованной в них золоторудной минерализации различного типа показали, что потенциальные материальные и энергетические ресурсы черных сланцев настолько значительны, что не могут быть проигнорированы ни одной концепцией в области теории рудогенеза, в том числе и классической магматогенно-гидротермальной. Так, В.Ф. Проценко, А.К. Воронков и В.Г. Яковлев приходят к выводу о материальной и энергетической обеспеченности процессов концентрирования золота за счет ресурсов черносланцевых сред, а А.М. Блох и др. (1976, 1978 гг.) — о значительных ресурсах вмещающих сред в отношении минералообразующих флюидов. Экспериментальные исследования Н.П. Ермолаева и др. [47] показали принципиальное значение ранних эпигенетических рудоподготовительных процессов в черносланцевых средах для формирования поздних рудных концентраций, что подтверждается материалами и выводами В.А. Буряка, В.В. Гавриленко, В.Г. Гарьковца, В.Н. Долженко, Н.В. Котова, С.Г. Риппа, А.А. Стороженко, А.П. Шмотова и др.

Во-вторых, в концептуальном плане специалисты в области фундаментальных проблем рудообразования все более признают невозможность решения наиболее важных вопросов рудогенеза в рамках частных моделей сингенетично-эпигенетического, метаморфического, метаморфогенно- и магматогенно-гидротермального минералообразования. Следовательно, необходим учет причинных связей наблюдаемого месторождения со всей последовательностью событий — от осадконакопления до завершающих процессов локального метасоматоза и полостного жилообразования. Непротиворечивое согласование различных данных приводит к выводу, что наиболее конструктивной является идея о длительном, многоступенчатом, непрерывно-дискретном концентрировании золота и других элементов в процессе многократных возмущений золотосодержащих вмещающих сред при тектонофизическом, метаморфическом и магматическом воздействиях. В этих условиях конечная минерализация (наблюдаемое состояние развития месторождения) всегда полигенна, а различные типы месторождений одного класса (например, золото-сульфидные, золото-сульфидно-кварцевые и золото-кварцевые) отражают разные состояния развития единых систем и находятся в устойчивых функциональных, временных и пространственных отношениях (табл. 1).

В-третьих, различные исследования в области моделирования месторождений позволяют предполагать взаимосвязанное и взаимообусловленное развитие подсистем элементов, минералов, параге-

Таблица 1. Интегральная гипотеза развития золото-сульфидно-кварцевых месторождений

Элемент гипотезы	Характеристика элемента гипотезы
Разновидности месторождений	Различные состояния развития единой золото-сульфидно-кварцевой системы
Пусковой механизм эволюции месторождения	Любой тип возмущения исходных геологических сред (метаморфическое, магматическое, тектоно-физическое и др.)
Источник возмущений	Преимущественно процессы локального высокоградиентного метаморфизма и магматизма
Сущность рудообразующего процесса	Релаксация возмущенных геологических сред
Источник основных рудных компонентов месторождения	Геологические среды в области возмущения
Тип системы	Сложная открытая
Тип развития	Адаптационный детерминированный
Тип массопереноса	Преимущественно диффузионный
Структура массопереноса	Квазизамкнутая
Управление процесса	Диссипация энергии и гравитационное поле
Регулирование процесса	Эволюция структур физико-химических параметров

незисов и геологических тел, самоорганизацию рудообразующего процесса, формирование упорядоченных диссипативных структур, автоколебания и другие существенные признаки развития целостных систем с эмерджентными свойствами. Поэтому адаптация результатов разработок в области теории развития сложных систем к исследованию реальных золоторудных месторождений целесообразна и перспективна, так как приводит к важным теоретическим и практическим следствиям.

В-четвертых, фактические данные по геологии, геохимии и минералогии золоторудных месторождений приводят к наиболее вероятным положениям, описывающим состав, структуру и особенности развития месторождений золото-сульфидно-кварцевого класса. Многократные возмущения и релаксации локального геологического пространства — первичноосадочного комплекса, сопровождаются глубокой материальной и структурной перестройкой исходных сред, ступенчатым концентрированием вещества и формированием сложных иерархических минеральных систем со своеобразной структурой (определяемой пространственными отношениями макрокомпонентов — ореолов вкрапленной, прожилковой и жильной минерализации) и суммарной симметрией конуса (рис. 1).

В-пятых, данные по пространственным, количественным и временным отношениям вкрапленных сульфидно-силикатных, прожилковых сульфидно-кварцевых и жильных кварцевых комплексов в различных месторождениях показывают, что эти отношения закономерны и, следовательно, позволяют предполагать между комплексами

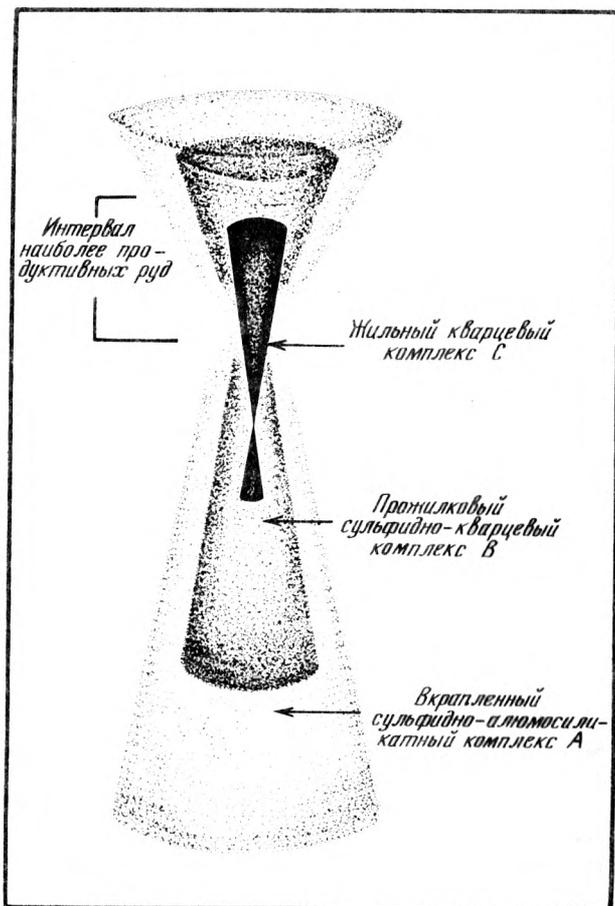


Рис. 1. Обобщенная пространственная структура минеральной системы золото-сульфидно-кварцевого класса

причинные связи. Поэтому, принципиально важно признание согласованного и взаимосвязанного развития этих комплексов: при таком развитии дифференциация раннего комплекса приводит к появлению более позднего, а дифференциация последнего (в свою очередь) вызывает появление еще более позднего и вырождение более раннего. Эти комплексы смещены во времени, закономерно локализованы относительно друг друга и находятся в определенных для данного состояния развития месторождения количественных соотношениях (табл. 2).

В-шестых, при развитии минеральной системы должны сопряженно эволюционировать подсистемы пирита, золота, кварца и других минералов с изменением своих свойств от ранних состояний развития месторождения до поздних состояний. Можно предположить, что параллельно изменению свойств минералов направленно меняют-

Таблица 2. Некоторые параметры модели месторождения³ золото-сульфидно-кварцевого класса

Параметры модели	Характеристика параметров модели
Состав золото-сульфидно-кварцевой системы (главные компоненты системы)	Вкрапленный сульфидный (А), прожилковый сульфидно-кварцевый (В) и жильный кварцевый (С) комплексы
Последовательность развития (временные отношения компонентов)	$A \rightarrow B \rightarrow C$
Длительность развития компонентов	$t_A > t_B > t_C$ (временное свертывание системы)
Объемные отношения компонентов	$V_A > V_B > V_C$ (пространственное свертывание системы)
Функциональные отношения компонентов	Обусловленность возникновения и дифференциации каждого последующего комплекса дифференциацией и вырождением предыдущего
Пространственные отношения компонентов	Локализация каждого последующего комплекса в контурах предыдущего или с частичным выходом за его пределы
Отношение дискретности (дифференцированности) компонентов	$\Sigma n_A < \Sigma n_B < \Sigma n_C$
Структура системы	Тип встроенных "песочных часов" с суммарной симметрией конуса
Аналоговые системы	Замкнутый градиентный автоклав, ячейка Бенара, зональность "двулистик"

ся и искомые параметры месторождения — концентрационная структура золота, технологические параметры руд, минералого-геохимическая специализация месторождения, суммарные запасы полезного компонента и т.д. (табл. 3). Если это так, то многие важнейшие параметры месторождения могут быть предсказаны по параметрам минеральных подсистем в целом и по свойствам пирита в частности.

В-седьмых, на основе интегральной гипотезы и модельной конструкции можно в самом общем виде сформулировать ряд важнейших следствий, характеризующих пространственно-временные вариации свойств пирита в золоторудных месторождениях. Исходя из взаимосвязанного и взаимообусловленного развития различных компонентов минеральных систем, можно предположить взаимосвязь пиритизации осадочного, метаморфического и рудогенного типа, различия горизонтальных и вертикальных вариаций свойств пирита в рудных месторождениях. Например, обобщенная структура золото-сульфидно-кварцевых месторождений содержит на средних горизонтах специфическую область пережима жильного пучка и сопутствующих ореолов прожилково-вкрапленной минерализации — "критическую область". Нетрудно увидеть, что изменение свойств минералов с глубиной при подобной симметрии системы не может быть монотонным, однонаправленным: наиболее вероятно, что вертикальное изменение свойств пирита с глубиной выше и ниже критической области будет противоположным. Далее, исходя из предположения

Таблица 3. Эволюция некоторых параметров в процессе развития месторождений

Параметр месторождения	Эволюция параметра
Морфологический тип системы	Прожилково-вкрапленный (тип минерализованных зон) → штокверковый → кварцево-жильный
Минеральный тип системы	Сульфидный → сульфидно-кварцевый → кварцевый
Сульфидный тип системы	Пирит-арсенопиритовый → полисульфидный → сульфосольный
Вертикальный диапазон запасов	Уменьшение со смещением к фронтальной области
Уровень содержаний золота	Устойчивый рост от близких к фоновым до аномальных значений
Концентрационные структуры золота, руд и запасов	Относительно гомогенные → резко выраженные дискретные (ленточные, ячеистые, каркасные)
Тип обособлений самородного золота	Дисперсные и ультрадисперсные формы → микрообособления → агрегированные макрообособления
Тип локализации самородного золота	Рассеянный в сульфидах → межзерновой и трещинный в кварцевой матрице

о замкнутом массопереносе при формировании месторождений, можно предположить, что изменение свойств минералов от флангов месторождений к осевым участкам выше и ниже критической области также может быть противоположным. Таким образом, исходная интегральная гипотеза и модельная конструкция предполагают сложную пространственную структуру свойств пирита в объеме месторождения и некорректность выводов о вертикальной и горизонтальной зональности, основанных на анализе единичных локальных сечений и профилей: в зависимости от выбора сечения и его положения в вертикальном диапазоне месторождения могут наблюдаться противоположные изменения свойств минералов в месторождениях одного и того же класса.

В методическом отношении процедура обобщения данных по пириту золоторудных месторождений сводилась к анализу ограниченного количества свойств пирита только в четко фиксированном отношении: рассматриваются изменения свойств минералов в пространстве (горизонтальные и вертикальные сечения месторождений и рудных зон) и времени (эволюционные ряды генераций и генетических типов пирита). По масштабам пространственных и эволюционных структур свойств (признаков) пирита анализировались два основных типа структур: а) в рудных полях (изменения свойств пирита от вмещающих региональных сред до рудоносных ореолов месторождений и от осадочного генетического типа пирита I до метаморфического пирита II и, далее, до рудогенного пирита III); б) в рудных месторождениях (изменения свойств пирита от околорудных метасоматических ореолов до осевых рудных тел и от ранних генераций, или ассоциаций, пирита до поздних). Кроме того, для каждого свойства пирита приведены данные об изменении данного свойства в индивидах — от осевых частей кристаллов до краевых.

Таким образом, вместо общепринятого в геологии рассмотрения пространственной и временной изменчивости свойств минералов в рамках понятий стадийности и зональности в данной работе все вариации свойств пирита описываются понятиями пространственных и временных структур. Во-первых, это более соответствует общенаучной терминологии и, во-вторых, позволяет использовать большинство опубликованных данных. Действительно, данные по схемам стадийности, наименование ассоциаций и генераций пирита у разных авторов могут сильно различаться, даже если они получены для однотипных месторождений или в пределах одного и того же месторождения: это же наблюдается и в отношении материалов по зональности свойств пирита. Свести эти материалы в единые схемы зональности и стадийности фактически невозможно, а для обобщения данных по пространственным и эволюционным структурам достаточно знать относительное положение двух разновидностей пирита во времени и пространстве, чтобы определить направление изменения его свойств.

Таким образом, каждое свойство (или признак) пирита рассмотрено в рамках единой схемы. Это позволяет проводить согласование и корректировку исходных данных. Например, изменение свойств пирита от региональных вмещающих осадочно-метаморфических сред до рудоносных ореолов эквивалентно изменению этих свойств во времени от осадочного и метаморфического пирита до рудогенного. В пределах рудных месторождений переход от окологрудных ореолов прожилково-вкрапленной минерализации к осевым кварцево-жильным телам (горизонтальная структура) эквивалентен смещению свойств пирита от ранних генераций к поздним (эволюционная структура). Следовательно, в самом общем виде возможно сопоставление данных по пространственной и временной изменчивости свойств пирита, полученных независимо друг от друга.

В заключение необходимо подчеркнуть, что использовались данные для большой группы золоторудных месторождений, которые предположительно отнесены к единому классу минеральных систем. Частично включены и материалы по золото-серебряным месторождениям, исходя из предпосылки, что на высоком уровне обобщения основные тенденции пространственно-временной изменчивости свойств пирита должны совпадать в месторождениях разных классов.

ТИПЫ И КОНЦЕНТРАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ ПИРИТИЗАЦИИ

Пирит установлен во всех типах осадочно-метаморфических комплексов и гидротермалитов рудных полей и месторождений. Он представлен широким спектром разновидностей с различными условиями локализации и большим диапазоном концентраций. По обобщенным данным многочисленных публикаций пиритизация рудных полей и месторождений всегда полигенна и включает три основные генетические группы (или генотипы) пирита: I — осадочно-диагенетическая (сингенетичная, сингенетично-эпигенетическая, метаосадочная и др.), обусловленная процессами осадкообразования и эпигенеза; II — метаморфическая (ранне- и позднеметаморфическая, синметаморфическая и др.), связанная с региональными, относительно однородными метаморфическими преобразованиями вмещающих сред; III — рудогенная (метаморфогенно- и магматогенно-гидротермальная), сопряженная с особенно продуктивным минералообразованием и развитием конечного комплекса околорудных, околожильных метасоматитов и прожилково-жильных систем [14, 21, 34, 101, 105, 119, 125, 126, 133, 157, 176, 197, 203, 204, 208 и др.]. В пределах генетических групп, учитывая широкий временной диапазон процессов осадкообразования, метаморфизма и рудогенеза, а также вариации физико-химических условий минералообразования, пирит представлен системами разновременных генераций (1, 2 ...n).

Целесообразность сравнительно анализа различных генетических типов пирита и пиритизации в целом, их морфологических особенностей и концентрационных структур в рудных полях и месторождениях определяется следующими причинами. Во-первых, известна пространственная ассоциированность ореолов пиритизации и золотонности, аномального развития кварцевых жил и россыпей золота; во-вторых, пиритизация является важным компонентом рудной подсистемы вмещающих сред и рудоносных ореолов, поэтому взаимосвязана и влияла на развитие пирротиновой, арсенипиритовой и других типов минерализации; в-третьих, постепенность переходов между генетическими типами пирита и элементы их пространственно-временной взаимосвязи предполагают, что эта взаимосвязь носит причинный, сущностный характер. Следовательно, развитие одного типа пиритизации обусловлено дифференциацией и вырождением другого, предшествующего, и понять особенности формирования собственно рудогенного пирита месторождений без анализа ранних состояний пиритизации невозможно.

Пирит I осадочной (осадочно-диагенетической) группы наиболее распространен в слабометаморфизованных комплексах осадочных пород. Он сохраняется при регионально-метаморфических преобразованиях пород до средних (зеленосланцевых) фаций метаморфизма и может практически полностью исчезать в условиях глубоких метаморфических и, особенно, локальных метасоматических

изменений вмещающих сред в рудных полях и месторождениях. В большинстве месторождений пирит фиксируется, по крайней мере в реликтовой форме, почти во всех типах вмещающих сред и гидротермалитов и отсутствует только в некоторых жильных образованиях без фрагментов измененных вмещающих сред.

В слабометаморфизованных осадочных средах пирит I представлен широким спектром дисперсных форм: пылевидной вкрапленностью, скрытокристаллическими агрегированными обособлениями микрослоистой, желвакообразной, линзовидной, овоидальной и более сложной формы, сгущениями индивидуализированных микрозерен и различными системами микропрожилкования — решетчатыми, сетчатыми, ситовидными, каркасными и другими обособлениями пленочного пирита [20, 21, 182, 203, 204, 208]. Часто наблюдаются кластогенные индивиды угловатой обломочной формы, иногда с элементами окатанности. Характерной особенностью осадочных сред считается присутствие пирит-углеродистых микросистем глобулярного (фрагментального) типа — пиритосфер со своеобразной структурой и условиями образования [9, 131]. Эти пиритосферы распространены в углеродистых средах и ассоциируют с серицитом, карбонатами, кварцем и углеродистым веществом; их образование, вероятно, связано с деятельностью сульфат-редуцирующих бактерий (хотя осадочный генезис глобулярного пирита некоторыми авторами оспаривается [10]).

Локализация пирита осадочно-диагенетической группы наиболее отчетливо регулируется стратиграфическим фактором — анизотропией сред, связанной с условиями осадконакопления и селективного преобразования осадков. Максимальные содержания пирита отмечаются в углистых филлитовидных сланцах, более низкие в углистых песчаниках и минимальные в светлоокрашенных песчаниках [203]. Установлена приуроченность пиритизации к углеродсодержащим пачкам в целом [14], отдельным стратиграфическим горизонтам [78] или углеродисто-кремнистым прослоям [11]. Иногда преимущественная локализация пирита наблюдается в зонах чередования различных сред [58], в осевых частях прослоев определенного состава [131] и в подошвах пластов, причем независимо от тектонических трещин [14]. Для всех форм агрегированного пирита преобладают согласная послонная локализация, подчиненное распространение секущих взаимоотношений со стратифицированными вмещающими средами и редкий выход пиритового обособления за пределы определенного пласта. В целом для пирита этой генетической группы характерны развитие скрытокристаллических, колломорфных форм и несовершенных (без правильной кристаллографической огранки) индивидов. Постоянно наблюдается насыщение пиритовых обособлений дисперсными включениями вмещающих сред, алюмосиликатов, карбонатов, кварца и марказита, реже титаномагнетита, ильменита, сфалерита, халькопирита и других минералов.

Пирит II метаморфической генетической группы представлен широким спектром разновидностей (по морфологическим особенно-

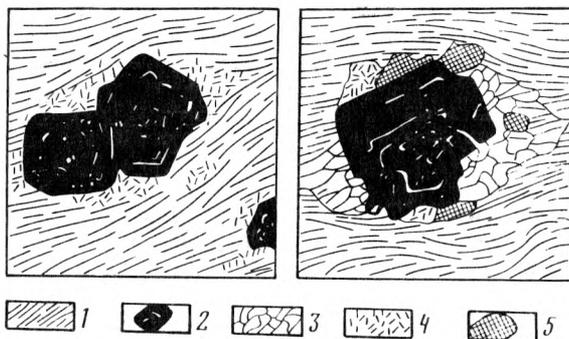


Рис. 2. Серицит-хлоритовые и серицит-хлорит-кварцевые "тени давления" вокруг метакристаллов пирита в углеродистых сланцах

1 — углеродистые сланцы; 2 — пирит; 3 — стебельчатый кварц; 4 — хлорит + серицит; 5 — карбонаты

стям, типу локализации и концентрациям), которые наиболее существенно зависят от степени метаморфизации вмещающих сред. Обычно наблюдаются постепенные переходы между пиритом I и II, поэтому многие обособления пирита осадочно-метаморфических комплексов пород относятся к смешанным (полигенным) разновидностям; только в породах высоких фаций регионального метаморфизма, в которых осадочный пирит I присутствует в реликтовом виде или отсутствует полностью, параметры пиритизации соответствуют собственно метаморфическому классу процессов. Если же во вмещающих породах наблюдаются признаки метасоматических процессов, сопряженных с формированием рудогенной минерализации, пиритизация снова становится полигенной, обусловленной развитием рудогенного пирита III и появлением смешанных метаморфогенно-рудогенных индивидов пирита.

Для пирита II наиболее характерны кристаллические индивиды неправильной, часто искаженной формы, метакристаллы и агрегированные обособления [11, 12, 14, 21, 34, 101, 182, 198, 203, 204, 208 и др.]. Специфически метаморфическими образованиями являются кубические метакристаллы пирита, которые вместе с кварцем, хлоритом, серицитом и карбонатами образуют локальные микросистемы со своеобразными "теньями давления" (рис. 2). В отличие от осадочно-диагенетических и слабо метаморфизованных сред в метаморфических комплексах пород меньше распространены дисперсные и скрытокристаллические формы пирита, а глобулярные пиритосферы наблюдаются почти исключительно в реликтовой форме; наоборот, резко возрастает количество метакристаллов, цепочечных сростков кристаллов и прожилков. Последовательное преобразование осадочного пирита II в метаморфический пирит II при увеличении степени метаморфизации пород наблюдался неоднократно. Например, собирательная перекристаллизация агрегатов пирита I с коллоидной, конкреционной структурой сопровождается стиранием первичной неоднородности, которая обычно наследуется распределением

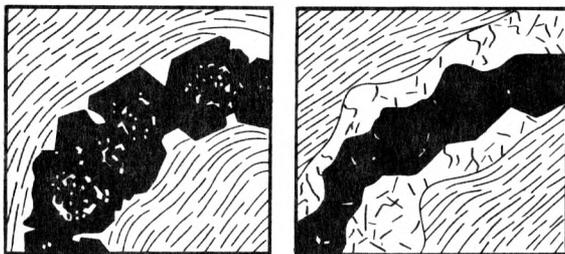


Рис. 3. Пиритовые и пирит-кварцевые прожилки в углеродистых сланцах (черное — пирит, белое — кварц)

метаморфических метакристаллов различного размера — укрупнением индивидов к периферическим зонам конкреций. Ю.А. Кузнецов и С.А. Галий [84] установили развитие кубических кристаллов пирита при метагенетических преобразованиях диагенетической пиритизации в породах Донецкого бассейна, а Б.С. Панов и И.Д. Никольский [113] в этом же регионе отметили появление прожилковых обособлений и укрупнение индивидов. Развитие прожилковых форм пирита при метаморфизации сред подчеркивают также В.Г. Гарьковец, В.Г. Петров, И.В. Коновалов, В.А. Буряк, В.Ф. Проценко, Б.А. Блюман, А.А. Бокулев, В.Г. Бровков и многие другие исследователи. По данным Б.А. Блюмана и А.А. Бокулева [11], кристаллически не индивидуализированные обособления пирита I при метаморфизме переходят в пентагондодекаэдрические кристаллы, а при усилении метаморфизма — в кубические кристаллы пирита II. По наблюдениям В.Н. Долженко [44], концентрированные формы пиритизации в углеродистых средах наиболее характерны для участков пластических деформаций пород, а В.А. Буряк [14] подчеркивает рост интенсивности преобразований ранних форм пирита к осевым частям пластовых зон пиритизации. По данным А.А. и И.К. Стороженко [173], В.А. Буряка [14] и других авторов метаморфические пирит-кварцевые прожилки отличаются от рудогенных тем, что пирит, занимающий в обоих типах прожилков осевое положение, в метаморфических формировался раньше кварца, а в рудогенных — позже (рис. 3). Глобулярные пиритосферы, обычные для осадочных пород, при метаморфизации последних преобразуются в метакристаллы пирита. При этом углеродистая компонента пиритосфер перераспределяется внутри метакристаллов и вытесняется за его пределы; внешнее ограничение метакристаллов этого типа чаще пентагондодекаэдрическое или, при более глубокой метаморфизации пород, кубическое.

В отличие от осадочных сред в метаморфических более отчетлива избирательная локализация пирита в зависимости от состава, дифференцированности и дислоцированности пород. Например, постоянно наблюдается преимущественная локализация пирита на контактах разнородных сред (рис. 4). Общей тенденцией при метаморфизме осадочных пород является переход к более концентриро-

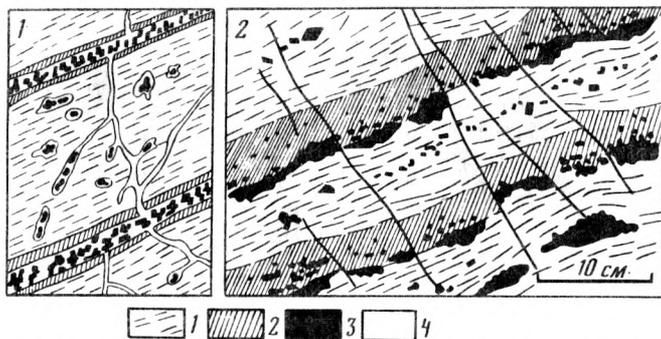


Рис. 4. Распределение пирита в анизотропных осадочных средах (а — по А.А. и И.К. Стожаренко [173]; б — по Л.В. Фирсову, 1983 г.)

1 — аргиллиты и углеродистые сланцы, 2 — алевролиты, 3 — пирит, 4 — кварц

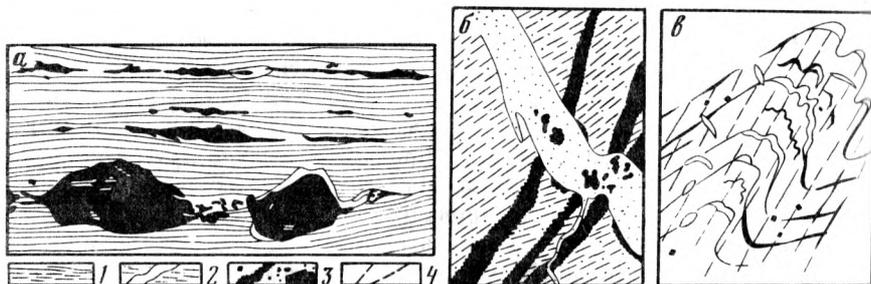
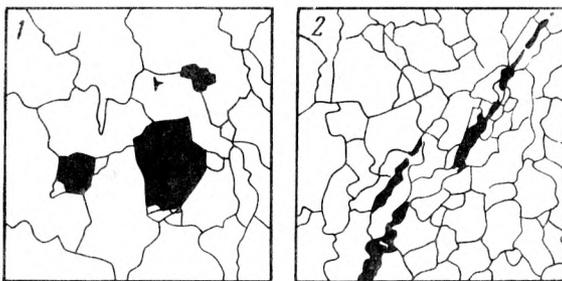


Рис. 5. Локализация и морфологические типы пиритизации в черносланцевых средах по А.А. Сидорову и др. [56]

а — послойная локализация пиритовых и пирит-кварцевых сегрегаций, б — пересечение пиритовых и пирит-кварцевых прожилков, в — пересечение пиритовых и пирит-кварцевых прожилков, в — микроскладчатые прожилковые обособления пирита и кварца, секущие кливажную трещиноватость; 1 — сланцы; 2 — кварцевые прожилки; 3 — прожилковая и вкрапленная пиритизация; 4 — кливажная трещиноватость

ванным формам пиритизации в локальных объемах, большие избирательность и неоднородность распределения пирита II в сравнении с пиритом I исходных осадочных сред. По данным Г.А. Середенко [157], при филонитизации пород на фоне ранней рассеянной пиритизации последовательно развиваются струйчатая пиритовая, а затем прожилковая кварц-пиритовая минерализация. Многие исследователи отмечают преобладание секущих (по отношению к слоистости и кливажу) прожилков, а также развитие пересекающихся разновременных систем прожилкования (рис. 5).

Таким образом, можно сделать вывод, что локализация пирита метаморфической генетической группы в большей степени, чем осадочного пирита, зависит от деформационной анизотропии сред — структуры пластичных и хрупких деформаций. Кроме приведенных различий морфологии обособлений пирита I и II, для последнего



Ри. 6. Межзерновая (1) и трещинная (2) локализация пирита в кварцевой матрице золоторудных жил

более распространены включения титаномагнетита, ильменита, пирротина, рутила и кварца, сфалерита, халькопирита.

Пирит III рудогенной генетической группы развит в пределах рудных полей и месторождений, локализуясь в осадочно-метаморфических комплексах пород с признаками метасоматических изменений и в собственно метасоматических ореолах и жильных телах месторождений. В большинстве эндогенных гидротермалитов наблюдаются преимущественно смешанные полигенные индивиды пирита, включающие реликты осадочного и метаморфического; только в жильных рудных телах, не содержащих фрагментов вмещающих сред, признаки пирита соответствуют эндогенно-гидротермальному классу процессов.

Разнообразие метасоматических ореолов, зон штокверкового прожилкования и жильных систем предопределяет вариации морфологических типов пиритизации, особенностей локализации пирита и его концентрационных структур. В целом в гидротермалитах установлены все известные морфологические типы пирита, кроме глобулярных пиритосфер и микросистем с "теньями давления", которые относятся к реликтовым осадочным и метаморфическим образованиям. Рудогенная пиритизация в метасоматических ореолах представлена дисперсными (кристаллически не индивидуализированными) обособлениями, метакристаллами и их сростками, пленочными, ситовидными, решетчатыми, каркасными, скелетными и другими формами прожилкования, кристаллозернистыми агрегатами, реже скрытокристаллическими, метаколлоидными, колломорфными и другими формами. В жилах обычны идиоморфные кристаллы и их сростки, агрегированные обособления в полостях, межзерновом и трещинном пространстве кварцевой матрицы (рис. 6). Принадлежность некоторых форм пирита к рудогенному генетическому типу не всегда бесспорна, особенно развитых в ранних метасоматических ореолах.

В сравнении с пиритом I и II для рудогенного пирита III еще более выразительна избирательность локализации и ее зависимость от деформационных структур. Различия в развитии пиритизации наблюдаются в дифференцированных метасоматических ореолах, в прожилках и жилах переменного состава и продуктивности, на разных горизонтах рудных тел и месторождения. Условия сво-

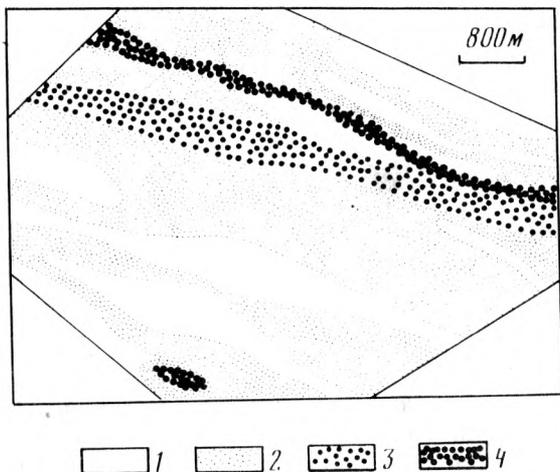


Рис. 7. Концентрационная структура пиритизации в региональном горизонтальном сечении рудного поля (по С.Д. Шеру, Д.В. Демченко [204])

1 — нет или очень слабая пиритизация; 2 — слабая; 3 — средняя; 4 — сильная

бодной кристаллизации, отсутствующие или относительно редкие для процессов осадочного и метаморфического минералообразования, определяют появление полнокристаллических агрегатов и идиоморфных кристаллов и друзовидных сростков. Более развиты в рудных телах катакластические агрегаты пирита и интерстициальные обособления, чем в осадочных и метаморфических средах. Кроме того, вместо ограниченного спектра минеральных включений в пирите I и II, в рудогенном III почти всегда наблюдаются включения типичных минералов руд — арсенопирита, золота, галенита, блеклых руд, сульфоантимонидов свинца и др. [14, 17, 105, 120, 204 и др.].

Анализ региональных концентрационных структур пиритизации обнаруживает обычную приуроченность рудных полей, месторождений, рудоносных кварцевых жил и россыпей золота к участкам повышенной пиритизации осадочно-метаморфических комплексов [204] (рис. 7). С приближением к рудоносным участкам наиболее часто снижается общая концентрация дисперсных форм пирита и возрастает количество метакристаллов, их сростков и прожилков. Эти изменения относительно постепенны, часто невыразительны и фиксируются преимущественно по схеме морфологии пиритовых обособлений. Так как подобные вариации чаще всего связаны с изменением соотношения между осадочной и метаморфической пиритизацией в пользу последней, то можно в общем виде предположить приуроченность рудных месторождений к участкам локальных метаморфических преобразований пород.

Признаки развития рудогенного пирита проявляются на значительном удалении от собственно продуктивных рудных гидротермалитов. Ранняя рудогенная пиритизация проявляется в форме слабо

Таблица 4. Концентрационная структура пиритизации в околорудном метасоматическом ореоле (по М.Д. Увадьеву [191])

Горизонт	Зона околорудных метасоматитов и концентрация пирита, %		
	внешняя	промежуточная	внутренняя
Верхний	0,5—2	1,0—3	До 10, обычно 3—5
Средний	0,2—0,5	0,5—2	До 2, обычно 2—3
Нижний	0,0	0,2—0,5	0,2—0,5

выраженных ореолов повышенной пиритизации на фоне развития осадочной и метаморфической пиритизации [42, 58, 16]. С переходом в собственно ореолы интенсивных метасоматических изменений пород с рудогенной минерализацией, концентрационная структура пиритизации резко усложняется [4, 20, 26, 42, 45, 58, 69, 84, 90, 100, 149, 190, 208].

Прежде всего, в гидротермалитах заметно уменьшается концентрация пирита I и II, увеличивается количество полигенных индивидов (с реликтами осадочного и метаморфического происхождения в матрице рудогенного пирита) и особенно резко возрастает дисперсия концентрации пирита. При этом с переходом от ранних к поздним и от внешних к внутренним рудоносным гидротермалитам месторождений изменение концентраций пирита может быть различным и противоположным.

По различным данным общая концентрация сульфидов (главным образом пирита) устойчиво увеличивается при переходе от ранних углеродистых метасоматитов к поздним серицитовым. Снижение интенсивности пиритизации наблюдается от внешней зоны березитов к внутренней серицит-карбонатной зоне, а полное исчезновение пирита (и пирротина) отмечается при развитии золотоносных кварц-полевошпат-биотит-хлоритовых метасоматитов месторождения Мурунтау. Формирование внешнего чехла пиритизации, окружающего ядерную часть с преимущественным развитием арсенопирита, установлено В.Г. Прохоровым и др. [129, 130]. Наоборот, устойчивый рост содержания пирита в объемной колонне метасоматитов от внешних к внутренним зонам на всех горизонтах месторождения отмечает М.Д. Увадьев [190] (табл. 4). Общий рост интенсивности пиритизации наблюдается при приближении к основным рудовмещающим разломам (с сопряженным усилением серицитизации) [14], причем иногда параллельно уменьшается количество индивидов пирита и увеличивается их размер [100]. Иногда максимум концентрации пирита типичен для экзоконтактов кварцево-жильных тел (в отдельных ореолах до 60%), а некоторые авторы подчеркивают отличие рудных интервалов от вмещающих непродуктивных участков по развитию густой (до 5—10%) вкрапленности пирита [166].

Следует отметить, что изменение концентраций пирита может существенно различаться в разных рудных полях и регулироваться

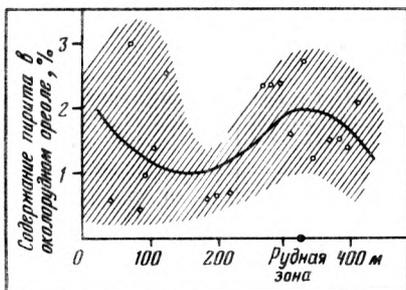


Рис. 8. Концентрационная структура пиритизации в ореоле золоторудной зоны (по Н.А. Китаеву и др. [69])

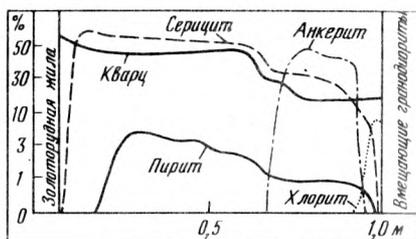


Рис. 9. Концентрационные структуры минералов в околожильном ореоле (по В.Г. Ворощилову [26])

развитием других минералов. Например, по данным В.А. Буряка и др. [143], интенсивность вкрапленности и прожилкования пирита растет при приближении к рудоносным кварцевым жилам в Артемовском рудном поле и практически не меняется в Сухоложском рудном поле. Заметно меняются содержания пирита в ореолах с арсенопиритовой, пирротиновой и другой минерализацией. Например, установлено сопряженное уменьшение пирита и увеличение количества арсенопирита при приближении к рудным зонам [35, 148], смена существенно пиритовой минерализации арсенопиритовой при приближении к интрузивным телам [140].

Детальные исследования концентрационных структур пиритизации в локальных горизонтальных сечениях (профилях) околорудных и околожильных ореолов показали более сложный тип распределения содержаний пирита, а не однонаправленный монотонный рост или снижение. По данным Н.А. Китаева и др. [69], в направлении к рудной зоне фиксируются сначала постепенное уменьшение, а затем увеличение концентрации пирита с максимумом в пределах собственно рудной зоны (рис. 8). Наоборот, в более локальном околожильном пространстве с приближением к жилам интенсивность пиритизации возрастает, а затем резко снижается в околожильных кварц-серицитовых метасоматитах или в области экзоконтакта рудных жил (рис. 9). Аналогично изменение интенсивности околорудной пиритизации отмечается Е.З. Мещаниновым и др. [90] в золото-серебряном месторождении: средние содержания пирита меняются в последовательности $0,5 \rightarrow 3,0 \rightarrow 0,7\%$ при переходе от наиболее удаленных от рудного тела пропилитов к околорудным кварц-серицитовым метасоматитам и далее к осевым карбонатно-кварцевым рудным телам.

Противоречивость выводов об основных тенденциях изменения интенсивности пиритизации при приближении к рудным телам и жилам усиливается, если анализируются данные по концентрационным структурам пирита в локальных приконтактовых областях жил и прожилков. Например, по материалам В.Ф. Проценко [131], в руд-

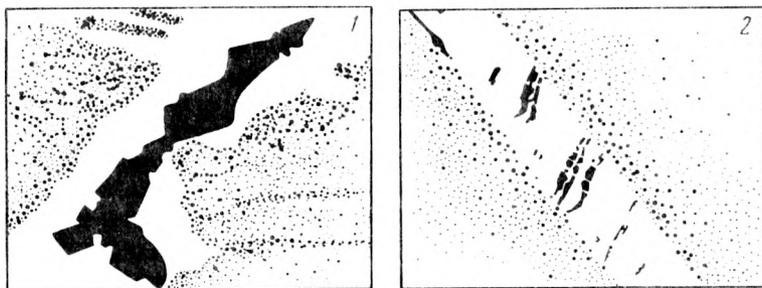


Рис. 10. Концентрационные структуры пиритизации около пиритового (1) и пирит-кварцевого (2) прожилков (по Е.Э. Тюковой, 1980 г.)

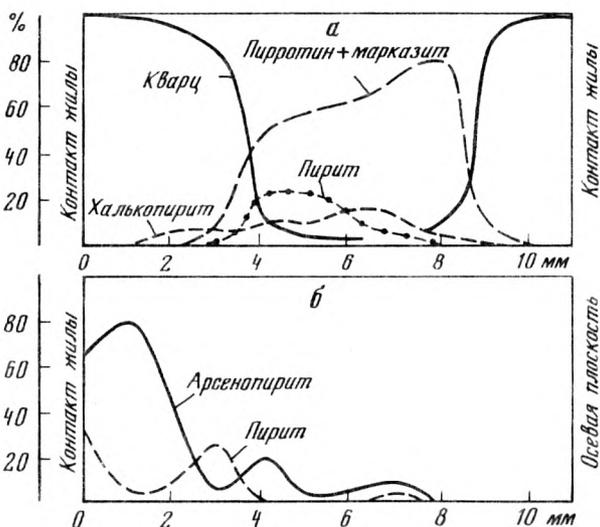


Рис. 11. Концентрационные структуры пирита в сечениях сульфидно-кварцевых безрудных (а) и рудоносных (б) жил

ных месторождения Централных Кызылкумов около пирит-кварцевых прожилков наблюдается исчезновение рассеянной вкрапленности пирита; характерно, что при этом установлено соответствие между количеством исчезнувшего пирита вмещающих сред и новообразованного пирита прожилков, что, по мнению этого автора, свидетельствует о перегруппировке пиритизации. Развитие подобного "отрицательного" ореола около пиритовых прожилков обнаружено и в одном из золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР, но известны жилы и с "положительным" ореолом пиритизации (рис. 10).

Исследования концентрационных структур пирита в еще более локальных объемах собственно сульфидно-кварцевых жил показали, что наиболее распространено неравномерное распределение пирита в направлении от контактов жил к осевой плоскости. В большинст-

ве жильных тел золото-сульфидно-кварцевых месторождений пирит преимущественно локализуется в приконтактных зонах. Это обусловлено или ранней кристаллизацией пирита или, более часто, насыщением приконтактных областей жил фрагментами углеродистых вмещающих сред с примесью осадочного и метаморфического пирита. В собственно кварцевой матрице жил максимум концентрации пирита занимает различное положение относительно контактов и концентрационная структура по профилю контакт → осевая плоскость отражает последовательность кристаллизации пирита (рис. 11).

Таким образом, при переходе от региональных горизонтальных сечений рудных полей к локальным сечениям месторождений, рудных зон и, далее, отдельных жил и прожилков, концентрационная структура пирита все более усложняется. В целом наблюдается последовательный переход от относительно гомогенных концентрационных структур в рудных полях и внешних частях месторождений к дискретным (струевидным, ячеистым, каркасным) структурам пиритизации в околорудных метасоматических ореолах и рудных зонах.

Немногочисленные данные по распределению пирита в вертикальном диапазоне месторождений и отдельных рудных зон наиболее часто показывают преимущественный рост содержаний пирита с глубиной. Например, К.Р. Рабинович и др. [141] отмечает, что для верхних (фронтальных) горизонтов кварцево-жильных систем типично ограниченное распространение пирита в виде единичных зерен. Об увеличении концентрации пирита с глубиной свидетельствуют развитие кальцит-пиритовой ассоциации на глубоких (прикорневых) горизонтах месторождений Ольховское и Медвежье, пирит-кварцевый состав стволых жил на прикорневых горизонтах месторождения Староберихульское. Но эти же авторы приводят материалы о снижении интенсивности пиритизации с глубиной на месторождении Раздольнинское (с сопряженным увеличением концентрации пирротина) и на месторождении Советское (с параллельной сменой пирит-пирротин-полисульфидной минерализации арсенопиритовой). Преимущественное распространение пирита на нижних горизонтах рудных зон с образованием собственно "пиритовой" области установлено К.В. Захаревичем и др. [55, 194] в серицитизированных углеродистых средах месторождения Мурунтау; увеличение содержаний пирита на глубоких горизонтах месторождений подтверждается и материалами И.Т. Самарцева и др. [152]. К иным выводам приводят наблюдения М.Д. Увадьева [190] об уменьшении концентрации пирита с глубиной во всех зонах околорудного метасоматического ореола (см. табл. 4), а результаты исследований Е.А. Намолова [103] позволяют предполагать существование более сложных концентрационных структур пирита с максимумом содержаний на средних горизонтах рудных тел.

Анализ приведенных данных по генетическим типам и концентрационным структурам пирита в рудных полях и месторождениях свидетельствует о том, что в рудоносных ореолах, развитых преимущественно в осадочно-метаморфических углеродистых средах, пиритизация всегда полигенна. Ее состав и концентрационная струк-

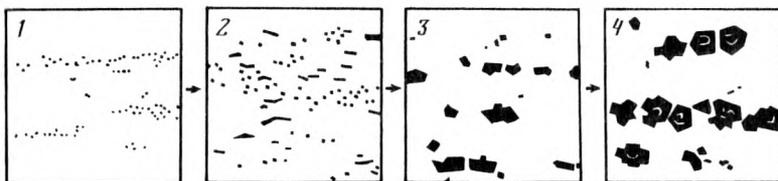


Рис. 12. Последовательность преобразования осадочного пирита при метаморфизации черносланцевых сред (по В.Ф. Проценко, 1983 г.)

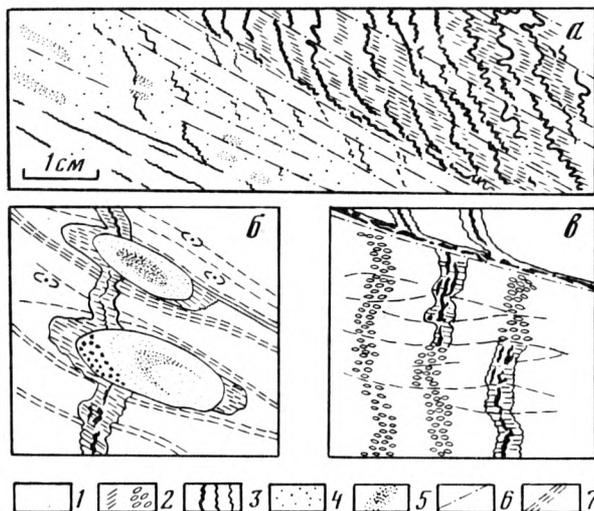


Рис. 13. Структура прожилково-вкрапленной пиритизации в зоне смятия (а) и ее детали (б, в) (по С.Д. Шеру и др., 1978 г.)

1 — кварц-серицитовые углистые сланцы; 2 — зоны обогащения порфиробластами карбоната; 3 — кварц-пиритовые прожилки; 4 — вкрапленность пирита; 5 — пиритизированные будины и линзы песчаников; 6 — тектонические трещины; 7 — направление клинжа и зон интенсивного рассланцевания

тура определяются соотношением пиритизации трех основных генетических групп — осадочной, метаморфической и рудогенной. Даже в условиях глубоких метасоматических преобразований вмещающих пород в пределах рудоносных зон часто наблюдается здесь спектр генетических разновидностей пирита, от типичных глобулярных пиритосфер пирита I до метаморфических метакристаллов пирита II и идиоморфных кристаллов пирита III. Соответственно итоговая концентрационная структура пирита зависит от количественных отношений генетических типов пирита, хотя непосредственно в рудных телах рудогенный пирит чаще всего преобладает.

Наиболее общей тенденцией развития подсистемы пирита являются концентрирование и формирование все более упорядоченных дискретных концентрационных структур. Наблюдается устойчивый переход от рассеянной вкрапленной пиритизации к концентрированным формам пирита — почти мономинеральным прожилкам, жилам

и крупным агрегированным обособлениям. Постепенность переходов между генетическими типами пирита, образование полигенных индивидов с реликтами ранних генотипов, сопряженность уменьшения количества ранних форм при развитии более поздних и ряд других признаков позволяют предположить, что эволюция всех компонентов подсистемы пирита взаимосвязана и взаимообусловлена. Иными словами, появление и развитие пирита одной генетической группы связано с дифференциацией и вырождением пирита другой, предшествующей. Так, в процессе метаморфизации вмещающих пород установлены переходы от дисперсных форм пирита I к агрегированным формам пирита I и II, от согласной послойной локализации до секущей и в конечном итоге — до преобладающего развития собственно метаморфических метакристаллов и их сростков (рис. 12). При переходе от зон низких фаций регионального метаморфизма к зонам более высоких фаций наблюдается сопряженное уменьшение количества мелких метакристаллов и увеличение крупных, появление цепочечных сростков метакристаллов и пиритовых прожилков; развитие вокруг метакристаллов специфических "теней давления". Прямые признаки влияния ранней пиритизации на более позднюю обычны и для рудоносных ореолов: образование рудогенного пирита III сопровождается изменением концентрационной структуры ранней осадочно-метаморфической пиритизации и образованием зон сложного строения (рис. 13).

Связь генетических типов пиритизации подтверждается особенностями регионального распределения концентраций пирита: преимущественное развитие метаморфической пиритизации приурочено к областям концентрирования пирита осадочной группы, а гидротермальной рудогенной пиритизации — к участкам (слоям, зонам) максимального распространения метаморфического пирита. Иногда возможно и прямое наследование локальных зон метаморфической пиритизации более поздними зонами рудоносной прожилково-вкрапленной пиритизации.

Таким образом, в настоящее время не вызывает сомнений ресурсная функция осадочной и метаморфической пиритизации при формировании рудогенного пирита. Этот общий вывод подтверждается данными В.Ф. Проценко [131], экспериментальными исследованиями Н.П. Ермолаева и др. [42, 47], А.Г. Миронова и В.Ф. Гелетия [92, 93], М.С. Сахаровой и др. [111].

Глава III

ОСНОВНЫЕ КОНСТИТУЦИОННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ПИРИТА (Fe_{Py} , S_{Py})

Пирит — природный дисульфид железа, относящийся к дальтонидам переменного состава с сингулярной точкой в области стехиометрических коэффициентов [195]. Его состав может изменяться в пределах $FeS_{1,78}$ — $FeS_{2,2}$ или $Fe_{1,11}S_2$ — $Fe_{0,9}S_2$. В природных индивидах состав пирита редко соответствует стехиометрическому. Хотя общий объем исследований соотношения основных конституционных элементов Fe_{Py} и S_{Py} в золоторудных месторождениях в целом незначителен, эту область можно отнести к одной из перспективных в минералогии пирита. Во-первых, соотношение конституционных элементов является фундаментальной характеристикой минерального вида, с изменением которой связаны сопряженные вариации других свойств минерала: для пирита связь нестехиометрии, кристаллической структуры, изоморфной емкости и электрофизических свойств в большинстве работ признается очевидной и достаточно обоснованной. Во-вторых, функциональная связь свойств минерала и физико-химических параметров минералообразующих сред реализуется, естественно, прежде всего в соотношении основных компонентов. Например, установлено [17, 141], что состав пирита регулируется температурой и парциальным давлением серы в среде минералообразования, а отношения основных компонентов в пирите наследуют отношения активностей их ионов в растворе [195]. В-третьих, представляется весьма вероятной функциональная связь концентрации золота и нестехиометрии пирита, так как устойчивое соответствие высокой золотоносности, избыточной серы и дырочной проводимости в пирите золоторудных месторождений отмечается многими исследователями.

Пространственные структуры Fe_{Py} и S_{Py}

По данным методов непрерывного микрозондового сканирования индивидов и кристаллов от осевой к краевым зонам и селективного химического анализа внутренних и внешних частей кристаллов пирита, распределение Fe и S почти всегда неоднородно. Наиболее типично зональное распределение конституционных эле-

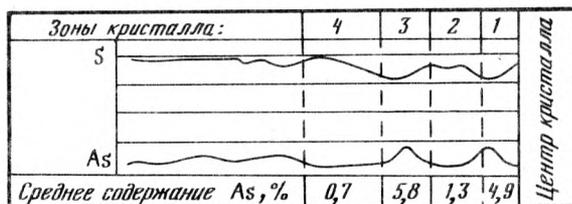


Рис. 14. Концентрационные структуры мышьяка и серы в зональном кристалле пирита (по Р.И. Консееву, Ю.А. Волкову [74])

Таблица 5. Структура состава зонального кристалла пирита (по Р.И. Конееву, Ю.А. Волкову [74])

Элемент	Зона кристалла, содержание элемента (в %) и кристаллохимический коэффициент элемента			
	осевая	промежуточная 1	промежуточная 2	краевая
Fe	45,1	45,1	44,9	45,0
S	49,5	53,0	48,4	54,4
As	4,9	1,3	5,8	0,7
Сумма	99,5	99,4	99,1	100,1
Fe	1,00	0,98	1,01	0,96
S	1,92	2,00	1,89	2,03
As	0,08	0,02	0,10	0,01
As+S	2,00	2,02	1,99	2,04

Таблица 6. Структуры состава золотоносного пирита из конгломератов Витватерсранд (по Н.А. Шилов, М.С. Сахаровой [205])

Анализируемая область кристалла	Содержание элемента, %					Сумма
	Fe	As	S	Co	Ni	
Центральная	46,8	0,0	53,7	0,1	0,1	100,7
Краевая	46,6	0,0	53,8	0,1	0,0	100,5
Центральная	46,6	0,0	53,3	0,0	0,0	99,9
Краевая	46,6	0,0	53,6	0,0	0,0	100,2
Центральная	46,3	0,2	53,1	0,0	0,0	99,6
Краевая	46,5	0,3	53,5	0,1	0,0	100,4
Центральная	46,8	0,1	52,0	0,0	0,0	99,5
Краевая	46,6	0,0	53,3	0,1	0,0	99,9

ментов с различного типа изменениями значений концентраций в направлении к краевым зонам: устойчивое, относительно монотонное изменение, или периодическое (рис. 14, табл. 5, 6). Данные, характеризующие относительно устойчивые структуры Fe_{py} и S_{py} в индивидах различных генетических типов или генераций пирита, практически отсутствуют: можно предполагать только усложнение этих структур в рудогенных пиритах. Довольно часто изменения концентрации серы в сечениях кристаллов наблюдаются или при относительно стабильном [12], или, реже, переменном содержании железа [181].

Региональные структуры конституционных элементов пирита по профилю вмещающие среды → рудные месторождения практически не исследовались и могут быть определены только по косвенным данным. Анализ состава пирита различных генетических типов и устойчивость тенденции снижения S_{py} при метаморфических пре-

**Таблица 7. Состав пирита золоторудных месторождений Северо-Востока СССР
(по Г.Н. Гамяину, Н.В. Лесковой [33])**

Среда локализации пирита	Месторождение	n	Содержание элемента, %			Сумма	Формульный коэффициент элемента		
			Fe	As	S		Fe	As	S
Вмещающие породы	1	5	45,1	0,0	53,6	98,7	0	0,977	2,023
		3	45,4	0,5	51,6	97,5	0,008	1,004	1,988
	2	3	43,0	3,0	53,3	99,3	0,048	0,939	2,013
		10	45,7	0,0	53,0	98,7	0	0,993	2,007
		5	46,1	0,0	54,3	100,4	0	0,983	2,017
	3	4	46,3	0,0	54,7	101,0	0	0,981	2,019
		6	46,4	0,0	54,9	101,3	0	0,980	2,020
	4	6	46,2	2,1	51,6	99,9	0,034	1,007	1,959
		7	45,9	1,5	52,8	100,2	0,024	0,991	1,985
		1	45,9	0,0	54,1	100,0	0	0,983	2,017
	1	45,4	0,0	55,1	100,5	0	0,963	2,037	
	5	4	45,7	0,0	53,8	99,5	0	0,983	2,017
	6	5	46,3	0,7	53,6	100,6	0,012	0,991	1,998
	7	5	44,3	2,1	52,6	99,0	0,034	0,967	1,999
Рудные зоны	2	2	44,8	0,0	54,8	99,6	0	0,958	2,042
	8	2	45,9	0,0	54,4	100,3	0	0,979	2,021
	9	6	46,5	1,7	52,2	100,4	0,027	1,005	1,967
	10	13	46,0	1,8	52,5	100,3	0,029	0,994	1,977

Примечание. Здесь и далее во всех таблицах n — количество определений

Т а б л и ц а 8. Горизонтальная структура состава пирита в золоторудном месторождении Мунучанское (по Г.Н. Гамянину, Н.В. Лесковой [33])

Среда локализации пирита	n	Содержание элемента, %			Сумма	Формульный коэффициент элемента		
		Fe	As	S		Fe	As	S
Внешний ореол кварц-хлоритовых метасоматитов	11	45,0	0,0	55,0	100,0	0,959	0	2,041
Внутренний ореол монокварцевых метасоматитов	23	45,3	0,0	54,6	99,9	0,968	0	2,032
Осевые зоны окварцевания	46	46,3	0,0	54,6	100,9	0,982	0	2,018
Осевые жильные галенит-сфалеритовые ассоциации	4	45,9	2,0	51,8	99,7	1,001	0,032	1,967

Т а б л и ц а 9. Вертикальная структура состава пирита в золоторудном месторождении Советское (по В.Г. Михееву и др. [97])

Глубина горизонта месторождения, м	Содержание элемента, %			Сумма	Формульный коэффициент элемента		
	Fe	As	S		Fe	As	S
0	43,33	0,00	52,70	96,03	0,96	0	2,04
0	43,10	0,00	53,58	96,68	0,95	0	2,05
110	45,72	1,07	51,29	98,08	1,01	0,02	1,97
160	46,20	0,65	52,56	99,41	1,00	0,01	1,99
260	45,90	0,05	51,43	97,38	1,02	0	1,98
260	44,97	0,48	50,61	96,06	1,01	0,01	1,98

образованиях пиритизации допускают зависимость региональных горизонтальных структур S_{py} от метаморфизации вмещающих сред. Можно предполагать, что при относительно слабых регионально-метаморфических преобразованиях (по крайней мере до начальных стадий зеленосланцевой фации) региональная пиритизация обладает избыточной серой и переход к рудоносным участкам будет в общем виде характеризоваться относительным снижением значений S_{py} . Наоборот, во вмещающих породах высоких фаций метаморфизма пирит чаще всего обладает устойчивым дефицитом серы и поэтому участки развития рудогенной пиритизации могут отличаться более высокими значениями S_{py} . Но всегда дисперсия концентраций серы в рудогенном пирите и дифференцированность пространственных структур S_{py} в рудных участках явно возрастают по отношению к пириту безрудных участков.

Также ограничены данные о пространственных вариациях кон-

ституционных элементов пирита в пределах рудных зон и месторождений. Фактически только в работах Г.Н. Гамянина и др. [33, 184] приводятся материалы, отражающие различия в значениях Fe_{py} и S_{py} вмещающих околорудных метасоматитов и кварцево-жильных тел на золото-кварцевых и золото-сульфидно-карбонатных месторождениях. При переходе от околорудных метасоматитов к золото-сульфидно-кварцевым рудным телам концентрация Fe в пирите в целом увеличивается, а концентрация элементов анионной группы (As+S) уменьшается; на золото-сульфидно-карбонатном месторождении Мунучанское сопряженный рост Fe_{py} и снижение S_{py} устанавливаются в пределах собственно околорудного зонального метасоматического ореола — от внешней кварц-хлоритовой зоны к внутренней монокварцевой зоне и при переходе от ореольной зоны окварцевания к жильным галенит-сфалеритовым ассоциациям (табл. 7, 8). Но эти же исследователи обнаружили обратную тенденцию изменения состава пирита в рудных зонах золото-серебряных месторождений — более высокие значения S_{py} в осевом жильном комплексе относительно сернистости пирита в околорудных метасоматитах.

Хотя существование вертикальной неоднородности сернистости пирита в общем виде не вызывает сомнений, этот вопрос в отечественной литературе детально не рассматривался. По косвенным данным допустимо предположение, что с увеличением глубины в пределах месторождения состав пирита будет смещаться в область малосернистых пиритов. Это подтверждается исследованиями В.Г. Михеева и др. [97], свидетельствующими о максимальной сернистости к минимальной железистости пирита верхних горизонтов месторождения (табл. 9). Но, учитывая изменения состава рудной минерализации с глубиной и ее вариации в разных рудных телах и месторождениях, реальные вертикальные структуры Fe_{py} и S_{py} могут быть более сложными (немонотонными, периодическими, с промежуточным максимумом и т.д.).

Эволюционные структуры Fe_{py} и S_{py}

По некоторым данным, от ранних высокотемпературных ассоциаций к поздним низкотемпературным состав пирита последовательно изменяется от малосернистого до стехиометрического и, далее, до высокосернистого [14]. Устойчивое увеличение значений S_{py} в поздних генерациях пирита жильных комплексов (с максимумом в кварц-диккитовых прожилках или в поздних мелких индивидах пирита относительно крупных ранних) отмечает Г.Н. Гамянин и др. [33, 184]. Эта же тенденция установлена Л.П. Викуловой, А.Н. Новиковой и В.П. Котельниковым [17]: в ряду генераций пирита $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3$ его стехиометрия меняется в последовательности дефектная структура \rightarrow стехиометрическая \rightarrow дефектная, с изменением соотношения $S:Fe = 1,98 \rightarrow 2,00 \rightarrow$ больше 2,00. В отличие от этих данных И.А. Хайретдинов [195] приходит к выводу о последовательном снижении S_{py} по направлению движения гидро-

Таблица 10. Эволюционные структуры состава пирита в золоторудных полях Северо-Востока СССР (по Г.Н. Гамянину, Н.В. Лесковой [33])

Генетический тип пирита	n	Содержание элемента, %			Сумма	Формульный коэффициент элемента		
		Fe	As	S		Fe	As	S
I (глобулярный)	1	45,4	0,0	55,1	100,5	0,963	0	2,037
II (метакристаллический)	1	45,9	0,0	54,1	100,0	0,982	0	2,017
	7	45,9	1,5	52,8	100,2	0,991	0,024	1,985
I (глобулярный)	3	46,2	0,6	53,7	100,5	0,963	0,010	2,002
II (метакристаллический)	3	46,5	1,8	52,6	100,9	1,000	0,029	1,971

терм, что можно предположительно трактовать как снижение сернистости пирита от ранних генераций к поздним; кроме того, в работе [184] зафиксировано снижение содержаний серы в генерационных рядах пирита околорудных метасоматитов в отличие от пирита жильных комплексов.

Исследования Г.Н. Бровкова и др. [174] показали, что осадочный пирит, образованный при перекристаллизации первичного гидротроилита в процессе эпигенеза углеродистых сред, обычно обладает избытком серы относительно стехиометрии и сохраняет его до температур 200—250°С. Дальнейшие метаморфические преобразования вызывают устойчивое снижение S_{py} с потерей пиритом 0,5—0,8% S в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма и до 30% S — в эпидот-амфиболитовой (с частичной пирротинизацией пирита). По данным работы [41], снижение содержаний серы в пирите отмечается при его метаморфической перекристаллизации в углеродистых конкрециях: дефицит серы в пирите увеличивается от центра конкреций к периферии.

В золоторудных полях различных регионов тенденция общего снижения серистости пирита при переходе от его осадочно-диагенетических разновидностей к метаморфическим в общем сохраняется: этот процесс фиксируется при преобразовании осадочных глобулярных разновидностей в метаморфические метакристаллы [33] и при сравнении выборок анализов пирита из терригенных сред [197] (табл. 10, 11). В то же время осадочно-диагенетические разновидности пирита могут не содержать избыточной серы, по крайней мере в некоторых типах сред и регионах.

Вопрос о преобладающем типе изменения состава пирита с переходом к собственно метасоматическим ореолам золоторудных полей и месторождений достаточно проблематичен. По мнению ряда исследователей, дефицит серы в пирите III является достаточно распространенным, а в золотосодержащих пиритах — часто и преобладающим признаком [64, 170, 181 и др.]. Но это состояние дефицита по сере достигается, по материалам работ [174, 197], уже в процессах региональных метаморфических преобразований пирита.

Таблица II. Состав осадочно-диагенетического и метаморфического пирита в терригенных средах (по И.С. Чангышеву, В.А. Степанову [197])

Генетический тип пирита	Содержание элемента, %				Нерасторимый остаток, %	Сумма	Формульный коэффициент элемента		
	Fe	As	S				Fe	As	S
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
I (осадочно-диагенетический пирит)	46,52	0,20	47,66	5,60	100,04	1,076	0,004	1,920	
	46,27	0,1	49,36	4,65	100,38	1,049	0,002	1,949	
	47,41	0,00	49,31	3,4	100,12	1,067	0	1,933	
	45,75	0,1	50,89	3,1	99,84	1,021	0,002	1,978	
	46,86	0,29	50,43	1,9	99,49	1,071	0,005	1,925	
	45,88	0,23	50,59	2,6	99,3	1,026	0,004	1,970	
	45,53	0,15	50,76	3,6	100,04	1,019	0,002	1,979	
	48,05	0,00	50,00	2,3	100,35	1,067	0	1,933	
	46,86	0,00	49,96	3,05	99,87	1,050	0	1,950	
	48,24	0,00	50,03	2,1	100,37	1,069	0	1,931	
	45,87	0,00	51,3	2,5	99,67	1,018	0	1,982	
	45,82	0,1	51,9	1,7	99,52	1,009	0,002	1,990	
	48,57	0,08	48,72	1,35	98,72	1,092	0,001	1,907	
	49,63	0,13	47,8	1,7	99,26	1,120	0,002	1,878	
	48,66	0,17	48,79	1,45	99,07	1,091	0,002	1,906	
	48,57	0,04	48,92	1,75	99,28	1,089	0	1,910	
	47,87	0,06	48,25	2,75	98,93	1,088	0,001	1,911	
48,43	0,04	48,42	1,95	98,84	1,094	0	1,905		
48,04	0,06	48,19	2,8	99,09	1,092	0,001	1,907		
45,82	0,1	49,19	3,9	99,61	1,045	0,002	1,954		
46,37	0,2	50,73	2,75	100,05	1,031	0,003	1,965		

Таблица (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
	49,29	0,00	48,52	1,75	99,62	1,105	0	1,895
	45,38	0,1	49,35	5,5	100,33	1,036	0,002	1,962
	47,68	0,2	48,67	1,3	99,83	1,107	0,003	1,890
	47,68	0,00	48,70	3,9	100,28	1,080	0	1,920
Среднее	48,40	0,05	50,55		100,00	1,064	0,001	1,935
II (осадочно-метамор- фический)	48,43	0,6	50,26	1,6	100,93	1,065	0,009	1,925
	46,80	0,3	51,90	1,05	100,05	1,022	0,005	1,973
	45,82	0,6	51,09	1,45	98,96	1,016	0,009	1,974
	46,71	0,3	50,45	2,95	100,41	1,040	0,004	1,956
	42,58	0,3	45,31	12,4	100,59	1,049	0,006	1,945
	45,76	0,51	47,53	5,7	99,50	1,065	0,008	1,926
	48,43	0,8	49,01	2,65	100,89	1,081	0,013	1,906
	48,48	4,25	46,46	0,95	100,14	1,097	0,072	1,830
	47,69	3,9	46,38	1,65	99,62	1,089	0,066	1,845
Среднее	48,27	1,35	50,38		100,00	1,058	0,021	1,920

та и нет данных, позволяющих предполагать дальнейшее снижение значений S_{py} в собственно метасоматических ореолах рудных месторождений. Наоборот, Г.Н. Гамянин и Н.В. Лескова [33] указывают, что пирит измененных вмещающих сред золоторудных месторождений часто содержит избыточную серу, а для околорудных метасоматитов золото-сульфидно-карбонатного месторождения Мунучанское избыток серы в пирите обычен (см. табл. 7, 8).

Более выражено снижение сернистости пирита с переходом к собственно осевым рудным телам и при этом значения S_{py} в жилах обычно ниже, чем во вмещающих средах и околорудных метасоматитах.

Таким образом, снижение сернистости пирита проявлено относительно устойчиво только при переходе от осадочных к метаморфическим разновидностям. В рудогенной генетической группе диапазон значений S_{py} существенно возрастает и только в самом общем виде можно предполагать, что в эволюционном ряду генотипов осадочный I \rightarrow метаморфический II \rightarrow рудогенный III сернистость пирита достигает минимальных значений в метаморфическом пирите, а в рудогенном снова возрастает.

Обсуждение данных по составу пирита

Анализ пространственных и эволюционных структур Fe_{py} и S_{py} показал, что их непротиворечивое согласование в настоящее время невозможно из-за ограниченности исходных данных. Наиболее фрагментарны материалы по вариациям Fe_{py} во времени и пространстве, хотя они и подтверждают эволюцию содержания железа в рядах генераций пирита (от ранних к поздним) [17, 33, 184], в зональных кристаллах (от осевых к краевым зонам) [74, 205] и в горизонтальных сечениях (в направлении к рудному телу) [33]. Также отрывочны и противоречивы данные по вариациям сернистости пирита: например, уменьшение значений S_{py} при переходе от околорудных метасоматитов к рудным телам [33, 184] противоречит выводу о росте сернистости пирита в рядах генераций [17, 33, 184], если исходить из связей пространственных и эволюционных структур. Вполне вероятно, что это обусловлено неполнотой эволюционных рядов пирита, различиями горизонтальных структур S_{py} на разных горизонтах месторождений или в разных морфологических типах рудных зон (прожилково-вкрапленных или жильных). Фактически отсутствуют и материалы по вертикальной неоднородности состава пирита в золоторудных месторождениях, поэтому только в самом общем виде можно предполагать, что с погружением до уровня прикорневых и корневых зон месторождения значения S_{py} будут ощутимо снижаться из-за более высоких температур формирования и увеличения доли метаморфических разновидностей пирита в пробах. Таким образом, прогнозно-поисковое значение содержаний Fe и S в пирите в настоящее время невелико.

МЫШЬЯКОВИСТОСТЬ ПИРИТА (As_{Py})

Мышьяковистость пирита определяется изоморфной формой As и включениями мышьякосодержащих минеральных фаз. Замещение серы мышьяком в структуре пирита с образованием гантелей $As \leftrightarrow S$ сопровождается ростом некомпенсированных анионных вакансий, увеличением дефектности структуры и снижением прочности связей в решетке пирита; по мнению некоторых авторов [153], это может быть причиной предпочтительной локализации субмикроскопического самородного золота в пирите и роста общей концентрации рудогенных элементов. Изоморфизм $As \rightarrow S$ ограничен и по расчетным данным Ньюхауза (1941 г.) предельная концентрация As в пирите не превышает 8%. При температуре выше $100^\circ C$ изоморфизм становится все более ограниченным и, по экспериментальным данным Л. Кларка (1960 г.), содержание As в пирите при температуре $600\text{--}700^\circ C$ составляет не более 0,5%. В пирите месторождений структурный характер примеси As подтверждается согласованными, взаимно противоположными изменениями концентраций As и S [12, 64, 74, 170 и др.] (см. рис. 14). Тем не менее, эти согласованные изменения As и S устанавливаются обычно только при относительно низких содержаниях As, а в высокомышьяковистых зональных пиритах наблюдаются зоны с нарушенными (не отвечающими компенсационным) отношениями As и S [182]. Высокие содержания мышьяка при избыточных концентрациях серы отмечает также С.И. Голышев и др. [193]. Внешняя гомогенность таких индивидов позволяет предполагать, что они относятся или к аномально смешанным кристаллам (В.А. Франк-Каменецкий, 1964 г.), или в них присутствуют ультрадисперсные включения самородного мышьяка, арсенипирита, леллингита и других фаз [105, 182].

Большинство известных данных показывает, что для гидротермалитов золоторудных месторождений наиболее типичны значения As_{Py} до 1% и исключительно редко — до 7—8% [98]. Концентрирующая способность пирита подтверждается более высокими содержаниями As в пирите по сравнению с его содержаниями в породах и рудах [120], а также постоянным присутствием As даже в пирите районов, для геохимической специализации которых этот элемент не характерен [44]. И хотя в продуктивных ассоциациях с золотоносным мышьяковистым пиритом отмечаются разновидности пирита и без As [181], а для отдельных гидротермалитов значения As_{Py} могут быть аномально низкими [79], этот параметр относится к наиболее перспективным критериальным признакам рудоносных участков и руд. Во-первых, постоянство относительно высоких концентраций As в золотоносных пиритах отмечают все авторы; во-вторых, характерно общее совпадение участков повышенной золотоносности пород и мышьяковистости пирита; в-третьих, фиксируемые ореолы As_{Py} обычно шире ореолов золота валовых проб [38]. Поэтому целесообразность анализа пространственных и эволюционных структур As_{Py} не вызывает сомнений.

Пространственные структуры As_{py}

В пирите различных гидротермалитов золоторудных полей и месторождений наблюдается преимущественно зональное распределение As с подчиненным развитием гомогенных, пятнистых, блоковых, полосчатых и других структур [32, 36, 79, 168, 181, 182 и др.]. При этой форма, размеры, количество, положение и характер границ зон с разной мышьяковистостью сильно различаются в индивидах пирита разных генераций и генетических типов — от невыразительных редких макрозон в осадочных пиритах до резко выраженной дискретной микророзональности в золотосодержащих пиритах продуктивных ассоциаций [12].

В рудогенной генетической группе локальные концентрации As в отдельных зонах кристаллов пирита достигают по различным оценкам 1—6% и более [12, 53, 74, 168, 182], а содержания в разных зонах индивида могут различаться на 1—2 порядка. В осадочной и метаморфической группах различия мышьяковистости зон кристаллов пирита менее значительны.

По обобщенным данным, концентрационные структуры As в индивидах существенно меняются в зависимости от генерации и генотипа пирита, состава вмещающей среды и типа месторождения; они также различны в сложных индивидах полигенерационного или полигенетического типа. Например, в рудогенных пиритах установлены или увеличение мышьяковистости от осевой к краевой зонам кристалла [123, 124, 181, 202] или ее уменьшение [32, 53] (рис. 15). Известно и более сложное изменение содержаний As с периодическими колебаниями [74], или различающееся вдоль разных кристаллографических направлений в кристалле [79]. Снижение значений As к краевым зонам кристалла установлено в пирите турмалиновых прожилков месторождение Мурунтау [53] и отмечалось в проявлениях с аномальным развитием кварца в рудных телах [32].

Единичные примеры распределения As в индивидах полигенерационного типа (с внешней зоной поздней генерации) также показывают противоположные изменения содержаний As от осевой к краевой зонам [182]. Наоборот, в полигенетических индивидах (с реликтовым центром осадочного, промежуточной зоной метаморфического и краевой зоной рудогенного пирита) установлен устойчивый рост концентраций As к внешним зонам [36].

Таким образом, концентрационные структуры As в индивидах неустойчивы, что предполагает существенные различия локальных условий формирования индивидов. Кроме того, на распределение As может влиять и тип минеральных включений: например, вокруг протогенетических включений арсениопирита в пиритной матрице фиксируется положительный ореол As , а вокруг эпигенетических — отрицательный ореол, причем локализация сингенетичных включений арсениопирита совпадает с зонами пониженных концентраций As [182]. Поэтому в самом общем виде можно говорить об общей неоднородности распределения As в индивидах пирита, а также о направленном росте дифференцированности, дисперсии и общей концентрации As в пиритах

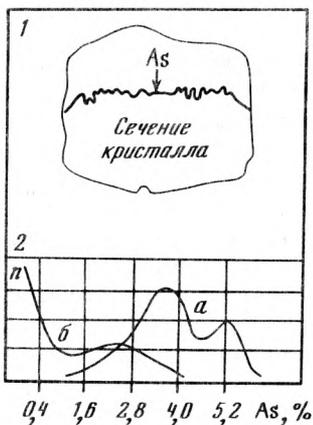


Рис. 15. Концентрационная структура мышьяка в кристаллах золотосодержащего пирита (по А.М. Гаврилову и др. [32])

1 — структура мышьяка в сечении кристалла по профилю сканирования; 2 — мышьяковистость осевых (а) и краевых (б) зон кристалла пирита (выборки равны соответственно 58 и 46)

рудогенной генетической группы относительно метаморфической и осадочной [199].

Анализ пространственных структур As_{py} в горизонтальных сечениях рудных полей показывает, что при переходе от неизменных или слабо измененных осадочно-метаморфических сред к собственно эндогенным метасоматитам рудных полей и

месторождений, наиболее устойчив рост мышьяковистости пирита [36, 38, 119, 148 и др.]. Он наблюдается при переходе к площадным и локальным метасоматитам золото-кварцевых, золото-антимонитовых [54] и близ-поверхностных золото-серебряных месторождений [182].

В локальных сечениях рудных зон характер изменений As_{py} резко усложняется [11, 33, 74, 79, 153, 180, 181, 184 и др.]. Так, в месторождениях различных минеральных и формационных типов содержание As в пирите при переходе от околорудных метасоматитов к кварцевожильным телам возрастает на порядок [74, 75, 153], фиксируется только в пирите жильных тел [33], изменяется различно и часто противоположно [11, 33, 54, 79, 184] (табл. 12, 13). Противоречивые данные приводятся разными авторами даже для однотипных месторождений одного региона: в одной из работ [181] утверждается обогащение пирита мышьяком только в околорудных ореолах, а в другой публикации [180], наоборот, отмечается более высокая мышьяковистость пирита жильных тел.

Сложность горизонтальных структур мышьяковистости пирита в пределах месторождений подтверждается и данными о распределении этого параметра в сечениях с различными типами жил. По обобщенным материалам [79], при более высоких содержаниях As в пирите жил по сравнению с пиритом околорудных и околожильных березитов в целом для отдельных жил фиксируются аномально низкие значения As_{py} . На одном из золото-серебряных проявлений Алмалыкского района обнаружено, что изменения мышьяковистости пирита по профилю кварц-гидрослюдистые метасоматиты → осевые рудные тела на разных глубинах различны: на нижних и средних горизонтах значения As_{py} снижаются, а на верхних остаются постоянными [90] (табл. 14). Различия горизонтальных структур As_{py} на разных уровнях вертикального диапазона месторождений, по косвенным данным, предполагаются и М.Д. Увадьевым [190].

Следует отметить, что устойчивое увеличение As_{py} по профилю околорудные метасоматиты → осевые рудные тела наиболее распространены в месторождениях, для которых развитие собственно арсенипирита

Таблица 12. Горизонтальные структуры As_{py} в золоторудных месторождениях

Месторождение	Среда локализации пирита	n	\bar{x} , %	Источник данных
			As_{py}	
Кокпатас	Околорудная область	—	0,1	Е.В. Розова, А.М. Гаврилов [148]
	Красвая часть рудной зоны	—	0,2	
—	Породы вне рудных зон	9	0,12	Н.Я. Гурейкин и др. [36]
	Рудные зоны	5	0,17	
Группа месторождений	Околожилые и околорудные березиты	74	0,22	А.Ф. Коробейников, А.Я. Пшеничкин [79]
	Сульфидно-кварцевые гидротермалиты рудных зон	210	0,29	
Месторождения Донбасса	Метасоматиты	71	0,58	Ю.А. Кузнецов, С.А. Галий [84]
	Рудные жилы и прожилки	100	0,83	
Штурмовское	Околорудные метасоматиты	7	0,52	Г.Н. Гамянин, Ю.Я. Жданов,
	Рудные зоны	3	0,53	
Утинское	Околорудные метасоматиты	7	0,58	В.М. Суплецов и др. [184]
	Рудные зоны	4	0,74	
Нежданское	Околорудные метасоматиты	20	0,72	"
	Рудные зоны	12	0,43	
Сентачанское	Околорудные метасоматиты	63	0,99	"
	Рудные зоны	11	0,90	
Месторождения Енисейского края	Метасоматиты	8	0,42	В.А. Злобин, Л.А. Вьюшкова [54]
	Жильные рудные тела	11	0,38	

Примечание. Здесь и далее во всех таблицах прочерк — нет данных, а \bar{x} — среднее арифметическое значение.

товой минерализации не характерно [74, 75], или осевые гидротермалиты представлены прожилковой минерализацией с относительно ранними продуктивными парагенезисами [84, 184]. Наоборот, в месторождениях с развитым кварцево-жильным пучком, мощными стволowymi кварцевыми жилами и широким распространением полиметаллических, сульфоантимонитовых и антимонитовых продуктивных ассоциаций часто наблюдается снижение As_{py} при переходе к осевым кварцево-жильным телам [54, 79, 184], особенно при развитии поздней сульфосольной минерализации и крупнокристаллического арсенопирита. Поэтому можно предположить, что локальные горизонтальные структуры As_{py} существенно зависят от степени (уровня) развития месторождения: устойчивый рост мышьяковистости пирита должен быть характерен для ранних фаз развития (месторождения типа минерализованных зон), становится неустойчивым для промежуточных фаз (месторождения штокверкового типа) и сменяться снижением в завершающей фазе (месторождения жильного типа с развитым кварцево-жильным пучком и мощными стволowymi жилами). Также принципиально важное значение имеют и материалы публикаций [90, 190], позволяющие предполагать различное изменение As_{py} с приближением к осевому руд-

Таблица 13. Горизонтальные структуры As_{py} в золото-серебряных месторождениях Восточного Узбекистана (по Р.И. Конееву и др. [74, 75])

Месторождение	Среда локализации пирита	n	%
			As_{py}
Самарчук	Околорудные метасоматиты	1	0,04
	Кварцево-жильные рудные тела	2	0,40
Каульды	Околорудные метасоматиты	5	0,04
	Пиритовые и теллуридные ассоциации	9	0,23
Кызылалмасай	Околорудные метасоматиты	5	0,01
	Сульфидно-теллуридные ассоциации	21	0,48
Пирмираб	Околорудные метасоматиты	16	0,33
	Кварц-адуляровые рудные ассоциации	22	0,47

Таблица 14. Горизонтальные структуры As_{py} на разных глубинах золото-серебряного месторождения (по Е.Д. Мещанинову и др. [90])

Горизонт месторождения	Среда локализации пирита	n	%
			As_{py}
Верхний	Околорудные метасоматиты	8	0,16
	Рудные тела	7	0,16
Нижний	Околорудные метасоматиты	10	0,32
	Рудные тела	35	0,14

ному телу на верхних, средних и нижних горизонтах месторождений и рудных зон.

Попытки определить закономерные вариации мышьяковистости пирита в вертикальном интервале рудных зон и месторождений предпринимались многими авторами, но обычно эти попытки приводили к различным результатам: часто наблюдалось, как в вертикальном диапазоне рудных зон и месторождений с глубиной мышьяковистость пирита монотонно возрастала, снижалась, образовывала выраженный максимум на промежуточных горизонтах или практически не менялась [14, 69, 79, 97, 103, 141]. Нулевые значения As_{py} на самых верхних горизонтах месторождения установили В.Г. Михеев и др. [97], и Е.А. Намолов [103], но при анализе относительно небольшого интервала глубин. Анализ распределения As_{py} в значительном интервале незеродированной рудной зоны другого месторождения показал более высокую мышьяковистость пирита верхних горизонтов, чем нижних [69] (табл. 15). Обобщенные же данные для группы золоторудных месторождений различных минеральных типов [79] обнаружили иную вертикальную структуру As_{py} : мышьяковистость пирита максимальна на прикорневых горизонтах и **минимальна** на верхнерудных и надрудных.

Изменение As_{py} с глубиной может различаться в разных компонентах месторождения — в околорудных ореолах с прожилково-

Таблица 15. Вертикальные структуры As_{py} в золоторудных месторождениях

Глубина, м	n	\bar{x} , %	Источник данных
		As_{py}	
0	4	0,40	Е.А. Намолов [103]
55	12	0,38	
110	26	0,37	
165	9	0,42	
0	2	0,00	В.Г. Михеев и др. [97]
109	1	1,07	
159	1	0,65	
259	2	0,26	
0	24	0,17	Н.А. Китаев и др. [69]
100—120	20	0,22	
220—240	14	0,18	
340—360	46	0,13	
460—480	16	0,10	
580—600	18	0,13	
700—720	14	0,15	

вкрапленной пиритизацией и в сульфидно-кварцевых жилах. Так, по данным М.Д. Увадьева [190], можно сделать предположение, что во внешней, промежуточной и внутренней зонах околорудного метасоматического ореола мышьяковистость пирита меняется с глубиной различно. Это предположение подтверждается и материалами Е.З. Мещанинова и др. [90]: с увеличением глубины месторождения возрастает мышьяковистость пирита в околорудных кварц-гидрослюдистых метасоматитах и снижается в осевых кварцево-жильных телах. Различия вертикальных структур As_{py} в разных компонентах золоторудных месторождений, при сохранении общей тенденции увеличения As_{py} с глубиной, установил и В.А. Буряк [14] (табл. 16).

Причины существенных различий вертикальных структур As_{py} в разных рудных телах и месторождениях могут объясняться, во-первых, фрагментарностью (неполнотой) и несопоставимостью анализируемых интервалов глубин и, во-вторых, неоднородностью проб пирита, включающих разные генерации и генетические типы. К сожалению, положение анализируемого интервала глубин в общем вертикальном диапазоне развития рудной минерализации установить весьма сложно и в опубликованных работах этот аспект проблемы практически не рассматривается. Также ограничены материалы по вертикальному изменению As_{py} для конкретных (фиксированных) генераций пирита: в первом приближении к ним можно отнести данные В.А. Буряка [14] и Е.З. Мещанинова и др. [90] по распределению As_{py} в конкретных метасоматитах, пирит-кварцевых прожилках и кварцевых жилах, хотя не исключено, что в этих компонентах месторождений пирит представлен более чем одной генерацией. Только в работах К.В. Захаревича и др. [55, 199] показано, что мышьяковистость пирита одной из рудных генераций устойчиво возрастает при переходе от верхней части

Таблица 16. Вертикальные структуры As_{py} в золоторудных и золото-серебряных месторождениях

Среда локализации пирита	Горизонт месторождения	n	\bar{x} , %	Источник данных
			As_{py}	
Пирит-кварцевые прожилки	Верхние	14	0,25	В.А. Буряк [14]
	Средние	82	0,29	
Кварцевые жилы	Верхние	76	0,09	"
	Средние	29	0,22	
Рудные гидротермалиты	Верхние	4	0,30	К.В. Захаревич и др. [55]
	Нижние	13	0,76	
Кварц-гидрослюдистые метасоматиты	Верхние	8	0,16	Е.З. Мещанинов и др. [90]
	Нижние	10	0,32	
Кварцево-жильные рудные тела	Верхние	7	0,16	"
	Нижние	35	0,14	

Таблица 17. Вертикальные структуры As_{py} в золоторудных месторождениях (по К.Р. Рабиновичу и др. [141])

Горизонты месторождения (сверху вниз)	n	\bar{x} , %
		As_{py}
Фронтальные	26	0,04
Верхние прифронтальные	35	0,21
Нижние прифронтальные	26	0,21
Прикорневые	29	0,01
Фронтальные	12	0,01
Верхние прифронтальные	58	0,05
Нижние прифронтальные	21	0,12
Прикорневые	8	0,09
Фронтальные	29	0,02
Прифронтальные	50	0,05
Прикорневые	32	0,01
Прифронтальные	13	0,53
Прикорневые	16	0,08

месторождения (с золото-серебряной специализацией) к нижней части (с золоторудной специализацией).

Наибольший интерес представляют результаты анализа вертикальных структур As_{py} в золото-кварцевых месторождениях, проведенного К.Р. Рабиновичем, В.А. Булытниковым и В.Н. Акчуриной [141]. В обобщенном виде для кварцево-жильного пучка цитируемые авторы установили увеличение мышьяковистости пирита от наиболее верхних фронтальных горизонтов до промежуточных прифронтальных и последующее снижение (иногда на порядок) на уровне прикорневых горн

юнтов (табл. 17). Этот тип вертикальной структуры As_{py} наиболее соответствует вероятной симметрии месторождения (см. главу I) и предполагает важные практические следствия. Во-первых, он удовлетворительно объясняет противоречивость данных различных авторов, так как изменения As_{py} с глубиной от поверхности различно эродированных месторождений будут неодинаковы: должно наблюдаться увеличение As_{py} в незэродированных месторождениях и, наоборот, уменьшение в сильно эродированных. Следовательно, если тип вертикальной структуры As_{py} с выраженным максимумом на уровне средних горизонтов устойчив, то характер изменения мышьяковистости пирита с глубиной (уменьшение или увеличение) является критерием степени эродированности месторождения. Во-вторых, данный тип вертикальной структуры As_{py} подтверждает предположение о различиях горизонтальных структур As_{py} на верхних, средних и нижних горизонтах [90, 190]. Действительно, если в вертикальном диапазоне максимум значений As_{py} фиксируется в рудных телах на средних горизонтах месторождения, то изменения мышьяковистости пирита от внешних метасоматических ореолов к осевым рудным телам месторождения не могут быть одинаковыми на разных глубинах. Поэтому критерием эрозионного среза месторождения может быть и тип горизонтальной структуры As_{py} , хотя эта возможность в минералогической литературе не анализировалась.

Эволюционные структуры As_{py}

Анализ многочисленных определений As в пирите различных генераций, ассоциаций и парагенезисов золоторудных и золото-серебряных месторождений показывает, что мышьяковистость рудогенного пирита охватывает весь диапазон известных концентраций As — от 0,0 п до 7—8%. Поиск устойчивых эволюционных структур As_{py} рудогенного пирита (в рядах разновременных генераций) обычно приводит к противоречивым результатам — во времени наблюдается как увеличение мышьяковистости пирита, так и уменьшение или более сложное изменение с максимумом As_{py} в промежуточных генерациях пирита. Например, отчетливое увеличение мышьяковистости пирита поздних генераций установлено на некоторых золоторудных месторождениях Урала [181], в жильных телах золото-сульфидно-карбонатного месторождения Мунучанское [33], в прожилковых и жильных зонах разнообразных золото-сульфидно-кварцевых месторождений [17], в группах золото-кварцевых месторождений Узбекистана [199] и Северо-Востока СССР [33]. Особенно заметно растут значения As_{py} от ранних генераций пирита к поздним, если в генерационном ряду присутствуют наиболее ранние допродуктивные разновидности пирита [153, 182, 196] (хотя и не всегда — см. [95]). Однотипное увеличение As_{py} отмечается и в ряду только продуктивных генераций [17, 33].

Но большинство опубликованных данных свидетельствует об устойчивом снижении содержания As в пирите от ранних к поздним генераций в целом [150], от ранних продуктивных к поздним продуктивным [10] и от продуктивных к послепродуктивным [70, 79, 109, 182,

Таблица 18. Эволюционные структуры As_{py} в золоторудных месторождениях

Генерация пирита	Среда локализации (ассоциация) пирита	n	\bar{x} , % As_{py}	Источник данных
1	Турмалиновая	5	0,37	Г.М. Чеботарев и др. [182]
2	Арсенопиритовая	8	0,86	
3	Полиметаллическая	3	0,45	
4	Шеелитовая	4	0,92	
5	Кварц-карбонатная	3	0,11	
1	Ранняя	—	0,07	Г.М. Чеботарев и др. [150]
2	Поздняя	—	0,06	
1	Ранняя	—	0,3	А.М. Мыслик [101]
2	Поздняя	—	0,03	
1	Кварц-пирит-арсенопиритовая	2	0,03	Ю.Д. Жеребцов и др. [109]
2	Кварц-карбонат-полиметаллическая	—	0,01	
1	Алюмосиликатно-карбонатная	22	0,08	В.Г. Михеев, А.Д. Титаренко [95]
2	Продуктивные ассоциации	16	0,01	
3	Карбонатная	4	0,00	
1	Пирит-арсенопиритовая	2	0,40	Данные автора (1984 г.)
2	Полисульфидная	5	0,40	
3	Антимонитовая	5	0,00	
1	Кварц-пиритовая	10	0,24	М.С. Сахарова [153]
2	Пирит-арсенопиритовая	4	0,94	
3	Пирит-халькопиритовая	5	0,13	
1	Карбонат-серицит-пиритовая	—	0,4	Л.Ш. Булатова и др. [196]
2	Пирит-арсенопиритовая	—	1-3	
3	Пирит-арсенопирит-анкерит-кварцевая	—	3-5	
4	Полисульфидно-кварц-анкеритовая	—	0,0	
5	Антимонит-карбонат-кварцевая	—	0,6	
6	Кварц-кальцитовая	—	0,0	
1	Метасоматиты и прожилково-жилные гидротермалиты в углеродистых средах	27	2,96	К.В. Захаревич и др. [55]
2		13	0,76	
3		2	0,06	

Таблица 19. Эволюционные структуры As_{py} на разных горизонтах золоторудных месторождений (по В.А. Буряку [14])

Горизонты месторождений	Генерация пирита	Среда локализации пирита	n	\bar{x} , %
				As_{py}
Верхние	1	Пирит-кварцевые прожилки	14	0,25
	2	Кварцевые жилы	76	0,09
Средние	1	Пирит-кварцевые прожилки	82	0,29
	2	Кварцевые жилы	29	0,22

Таблица 20. Эволюционные структуры As_{py} в золоторудных полях

Генетический тип пирита	Среда локализации пирита	n	\bar{x} , %	Источник данных
			As_{py}	
I	Осадочные породы	—	0,10	Г.М. Чеботарев и др. [150]
III	Гидротермальные руды	—	1,00	
I + II	Осадочно-метаморфические породы Рудные зоны	8	0,00	В.А. Тимесков, А.М. Ануфриев [180]
III		6	0,50	
I + II	Осадочно-метаморфические породы Рудные зоны	—	0,00	П.И. Полторыхин [119]
III		—	0,2	
I + II	Метаморфические породы с аутигенным пиритом	—	0,00	А.М. Мысник [102]
III	Кварцевые рудные тела	38	0,28	Ч.Х. Арифлулов [4]
III	То же	113	1,00	
I + II	Породы с перекристаллизованным осадочным пиритом Гидротермальные руды	—	0	Ч.Х. Арифлулов [4]
III		—	5,0	
I + II	Осадочно-метаморфические породы	8	0,04	В.А. Злобин, Л.В. Вьюшкова [54]
III	Рудные метасоматиты, жилы	19	0,44	
I + II	Слабо метаморфизованные породы	—	0,01	Ю.Д. Жеребцов и др. [109]
III	Продуктивные метасоматиты	—	0,13	
I + II	Осадочно-метаморфические породы	—	0,01	А.М. Гаврилов и др. [32]
III	Гидротермальные руды	—	00	
I + II	Вмещающие породы с агрегативным (по глобулярному) пиритом	67	0,02	М.М. Старова [170]
II + III	Измененные породы с полигенным пиритом	111	0,04	И.С. Чанышев, В.А. Степанов [197]
III	Гидротермалиты с синрудным пиритом	125	0,08	
I	Осадочные породы с кластогенным, фрамбоидальным пиритом	5	0,00	Л.Ш. Булатова и др. [196]
II	Метаморфические породы	7	0,03	
III	Гидротермальные руды	23	0,61	Ю.А. Кузнецов, С.А. Галий [84]
I	Осадочно-диагенетические породы	28	0,09	
II	Осадочно-метаморфические породы	9	0,50	Ю.А. Кузнецов, С.А. Галий [84]
I	Осадочные породы с диагенетическим пиритом	—	0,06	
III	Гидротермальные руды	—	До 5	Ю.А. Кузнецов, С.А. Галий [84]
I + II	Породы вне рудных полей	31	0,03	
III	Метасоматиты и жилы	171	0,75	

[90]. Кроме того, почти всегда наблюдается относительно высокая мышьяковистость золотоносных пиритов наиболее ранних околорудных метасоматитов с вкрапленной и прожилковой пирит-арсенопиритовой минерализацией в сравнении с пиритом поздних кварцево-жильных комплексов. Максимально низкая мышьяковистость типична для пирита самых поздних антимонит-кварцевых и карбонатных прожилков [70], карбонатно-полиметаллических гидротермалитов [109] и полисульфидно-кварцевых жил месторождений различных минеральных

Таблица 21. Эволюционные структуры As_{py} на разных горизонтах золоторудных полей (по В.А. Буряку [14])

Горизонты рудных полей	Генетический тип пирита	Среда локализации пирита	n	\bar{x} , %
				As_{py}
Верхние	I	Осадочные породы	45	0,04
	II	Раннеметаморфические породы	36	0,07
	II	Метаморфические породы	136	0,15
	III	Кварцевые прожилки	14	0,25
	III	Кварцевые жилы	76	0,09
Средние	I	Осадочные породы	73	0,07
	II	Раннеметаморфические породы	80	0,13
	II	Метаморфические породы	129	0,14
	III	Кварцевые прожилки	82	0,29
	III	Кварцевые жилы	29	0,22

типов [79, 182] (табл. 18). Иногда общее уменьшение As_{py} нарушается высокими концентрациями As в отдельных разновидностях пирита [182] и сопровождается изменением спектра и соотношения других примесей [190]. Судя по единичным данным, характер изменения As_{py} в эволюционном ряду генераций пирита не зависит от места отбора анализируемых проб — на всех горизонтах месторождения мышьяковистость пирита от ранних к поздним разновидностям снижается (табл. 19).

Таким образом, эволюционная структура As_{py} в рудных месторождениях достаточно устойчива: общее снижение мышьяковистости пирита фиксируется при переходах от ранних околурудных метасоматических ореолов к поздним осевым жильным телам, от продуктивных ассоциаций к продуктивным и, далее, послепродуктивным, а также в группе собственно продуктивных разновидностей пирита (от раннепродуктивных до позднепродуктивных). Отклонения от этой закономерности наблюдаются в ряду генераций, возрастные отношения которых недостаточно ясны и определены предположительно; кроме того, применение валовых методов анализа мономинеральных фракций пирита не позволяет полностью исключить минеральные включения мышьяко-содержащих фаз (обычно арсенопирита) [182, 196]. Иногда аномально низкие значения As_{py} отмечаются для пирита ранних допродуктивных ассоциаций, что может быть связано с примесью в пробах пирита других генетических групп.

В рудных полях, при переходе от слабо метаморфизованных вмещающих пород к метаморфическим средам и, далее, к собственно рудоносным ореолам измененных пород золоторудных и золото-серебряных месторождений, мышьяковистость пирита наиболее часто увеличивается. Установлено, что для достоверно осадочных разновидностей глобулярного (фрамбоидального) пирита обычны низкие и нулевые концентрации As [33, 102, 196, 200, 208]; близкие к ним или более высокие концентрации мышьяка наблюдаются в метакристаллах метаморфического пирита [14, 145, 182, 197], а максимальные — в рудо-

генном пирите рудных месторождений [4, 14, 32, 54, 102, 109, 150, 182] (табл. 20). Это увеличение As_{Py} в ряду генетических типов пирита (I — II → III) подтверждается распределением As в зональных полигенных кристаллах пирита с осевым ядром осадочного пирита, промежуточной зоной метаморфического и краевой — рудогенного [4, 36]. Судя по имеющимся опубликованным данным, увеличение As_{Py} в рудных полях не зависит от типов вмещающих сред, рудной минерализации и выдерживается на разных глубинах (табл. 21). Кроме увеличения As_{Py} , сопряженно возрастает и дисперсия его концентраций.

Обсуждение данных по мышьяковистости пирита

Обобщение данных по мышьяковистости пирита рудных полей и месторождений показало, что наиболее типичные содержания As не выходят за пределы 1%. Более высокие содержания, как правило, обусловлены неизоморфной примесью — минеральными включениями мышьяксодержащих минералов (преимущественно арсениопирита). Это подтверждается при локальном рентгеноспектральном анализе гомогенных индивидов пирита из проб с высокими содержаниями As — обычно даже в сростаниях с арсениопиритом собственно пирит не содержит более 1% мышьяка или относится к безмышьяковым разновидностям. Таким образом, единичные примеры аномальных значений As_{Py} , достигающих 3-5 и более процентов, скорее всего относятся к ошибочным определениям и требуют дополнительного подтверждения.

Из всех известных разновидностей пирита (генераций и генетических типов) минимальной мышьяковистостью обладают пириты осадочной и метаморфической генетических групп; близкие или даже более низкие содержания As наблюдаются в отдельных разновидностях рудогенного пирита из наиболее поздних послепродуктивных гидротермалитов. Но в целом значения As_{Py} рудогенного пирита, особенно из ранних метасоматических ореолов с прожилково-вкрапленной минерализацией, наиболее высокие.

Анализ пространственных и эволюционных структур As_{Py} в рудных полях показывает, что они устойчивы и могут использоваться при региональных поисках золоторудных месторождений. В пространстве, при приближении к рудоносным участкам, во всех случаях мышьяковистость пирита возрастает и собственно рудоносные ореолы отличаются от вмещающих осадочно-метаморфических пород повышенными значениями As_{Py} . Так как подобный переход от вмещающих сред к рудоносным ореолам эквивалентен переходу от пирита осадочной и метаморфической генетических групп к пириту рудогенной группы, то горизонтальная структура As_{Py} в рудном поле может быть сопоставлена с эволюционной структурой As_{Py} в ряду генетических типов пирита (табл. 22). Действительно, как и для горизонтальной структуры As_{Py} , так и для эволюционной структуры в рудных полях наблюдается один тип изменений мышьяковистости пирита — устойчивое увеличение. Этот вывод также подтверждается общим совпадением областей развития золотоносности и высокомышьяковистого пирита, а также данными о высоких концентрациях As именно в золото-содержащих пиритах.

Таблица 22. Эволюционные структуры As_{Py} в золоторудных полях (обобщенные данные)

Характеристика структуры As_{Py}	Изменение As_{Py} в рядах генотипов пирита	Источник данных
В общем виде	Увеличение	[4, 32, 84, 102, 109, 119, 150, 170, 180, 182, 194, 196, 197]
Для фиксированных горизонтов	"	[14]
Для полигенетических индивидов	"	[36]

Более сложные пространственные и эволюционные структуры As_{Py} характерны для рудных тел и месторождений. Так, при приближении к осевым рудным телам характер изменений As_{Py} различен и часто противоположен (табл. 23). Можно предполагать, что эти различия обусловлены не специфичностью месторождений (различия наблюдаются в однотипных месторождениях и даже в разных рудных телах одного месторождения), а вариациями горизонтальных структур в вертикальном диапазоне. Например, уже в околорудных зональных метасоматических ореолах, в направлении от внешних зон к внутренним, изменения As_{Py} на верхних, средних и нижних горизонтах существенно различны [190]. Подобные различия установлены и при переходе от околорудных ореолов к осевым кварцево-жильным телам в золото-серебряном месторождении [90].

Это предположение, если оно верно, приводит к ряду важных следствий. Во-первых, без знания различий горизонтальных структур As_{Py} на разных горизонтах месторождения характер изменения мышьяковистости пирита не может однозначно использоваться в качестве критерия приближения к рудному телу. Во-вторых, если эти различия известны и устойчивы, то по типу горизонтальной структуры As_{Py} может быть определен уровень эрозионного среза месторождения (рудного тела). В-третьих, наоборот, при известном уровне эрозионного среза может быть предсказан тип горизонтальной структуры As_{Py} .

При всех различиях эволюционных структур As_{Py} в рудных месторождениях, наиболее вероятным можно признать тип структуры с общим уменьшением мышьяковистости пирита в ряду генераций рудогенного пирита (табл. 24). Общее уменьшение As_{Py} установлено в ряду собственно продуктивных генераций (от раннепродуктивных к позднепродуктивным), в ряду генераций от продуктивных до послепродуктивных и от ранних метасоматитов до поздних кварцево-жильных тел. Изменение As_{Py} во фрагментах эволюционных рядов генераций пирита на разных горизонтах месторождений также подтверждают общее уменьшение мышьяковистости пирита от ранних разновидностей к поздним.

Но проблема устойчивости эволюционных структур As_{Py} в рудных месторождениях сохраняется: некоторые данные свидетельствуют о более сложном распределении As в генерационных рядах пирита и о за-

Таблица 23. Горизонтальные структуры As_{py} в золоторудных и золото-серебряных месторождениях (обобщенные данные)

Характеристика структуры As_{py}	Изменение As_{py} с приближением к рудному телу	Источник данных
В общем виде	Увеличение	[33, 36, 74, 75, 79, 84, 148, 153, 184]
	Уменьшение	[11, 33, 79, 184, 194]
Для фиксированных горизонтов	Увеличение на нижних и средних горизонтах, без изменения на верхних	[90]
Для зональных околорудных метасоматитов на фиксированных горизонтах	Различные изменения от внешней к внутренней зонам	[190]

Таблица 24. Эволюционные структуры As_{py} в золоторудных и золото-серебряных месторождениях (обобщенные данные)

Характеристика структуры As_{py}	Изменение As_{py} в рядах генераций пирита	Источник данных
В общем виде	Увеличение	[17, 33, 153, 181]
	Уменьшение	[55, 70, 79, 101, 109, 150, 182, 190, 194]
	Максимум в промежуточных генерациях	[182, 196]
Для фиксированных горизонтов	Уменьшение	[14]
Для полигенерационных индивидов	Противоположно	[182]

висимости типа эволюционной структуры от состояния развития месторождения и арсенопиритовой минерализации. Например, в месторождениях, для которых собственно арсенопиритовая минерализация не характерна, наблюдается резкий рост значений As_{py} при переходе от ранних околорудных метасоматитов к поздним жильным телам [74, 75]. Если учесть данные этих же публикаций о концентрационной структуре мышьяка в кристаллах пирита с включениями арсенопирита (свидетельствующих о явном влиянии последнего на распределение As в пиритной матрице), то вывод о существенном влиянии арсенопиритовой минерализации на мышьяковистость рудогенного пирита достаточно логичен. Но тогда необходимо признать, что появление самостоятельной арсенопиритовой минерализации резко меняет эволюционную структуру As_{py} : при отсутствии арсенопирита перераспределение As ограничено подсистемой пирита и фиксируется увеличением As_{py} от допродуктивных генераций пирита до продуктивных; с появлением и последующим развитием арсенопирита перераспределение As фиксируется снижением значений As_{py} до образования ассоциаций

Таблица 25. Вертикальные структуры As_{py} в золоторудных месторождениях (обобщенные данные)

Характер изменения As_{py} с глубиной	Источник данных
Нулевые значения на верхних горизонтах	[97, 103]
Относительно высокие значения для пирита прикорневых частей рудных тел	[79]
Общее увеличение, различное для жил и прожилков	[14]
Увеличение в околорудных метасоматитах с сопряженным уменьшением в осевых жильных телах	[90]
Устойчивое увеличение для фиксированной генерации пирита	[55, 194]
Относительное увеличение на верхних горизонтах незеродированной рудной зоны	[69]
Увеличение от фронтальных к прифронтальным горизонтам и последующее снижение в прикорневых	[141]

крупнокристаллического агрегированного арсенипирита и безмышьяковистого пирита в жильных рудных телах.

Анализ данных по вертикальному распределению As_{py} свидетельствует о преимущественном росте мышьяковистости пирита с глубиной (табл. 25). Но эти данные обычно охватывают ограниченный интервал глубин и не отражают вертикальную структуру As_{py} в полном объеме. Поэтому представляют интерес обобщенные данные работы [141] для значительных вертикальных интервалов золото-кварцевых месторождений, которые обнаруживают более сложный тип распределения As_{py} с максимумом на уровне промежуточных прифронтальных горизонтов (см. табл. 17). Если эти данные верны, то тогда получают удовлетворительное объяснение различия вертикальных и горизонтальных структур As_{py} на разных месторождениях и по материалам разных авторов. Во-первых, доступные исследованию глубины могут относиться к разным частям месторождения — верхнерудным, промежуточным и нижнерудным; соответственно изменение As_{py} с глубиной в первых будет характеризоваться увеличением мышьяковистости пирита, а в последних — уменьшением. Во-вторых, вертикальная неоднородность As_{py} в золоторудных месторождениях должна влиять и на характер горизонтального распределения As_{py} на разных горизонтах.

Таким образом, если исходить из данных К.Р. Рабиновича и др. [141] о максимуме As_{py} на уровне нижней части прифронтальных горизонтов месторождений, то устойчивый рост As_{py} с глубиной свидетельствует о слабом эрозионном срезе, а уменьшение — о сильно эродированном месторождении. Но этот вывод может рассматриваться только в качестве предположительного, учитывая целый ряд материалов, которые или противоречат обобщенной вертикальной структуре As_{py} , или не могут быть объяснены в настоящее время. Например, Н.А. Китаев и др. [69] отмечает высокие значения As_{py} именно на верхних горизонтах незеродированной рудной зоны, а, по данным Е.З. Мещанинова и др. [90], изменения мышьяковистости пирита с глубиной

взаимно противоположны в осевых рудных телах и околорудных ореолах. Последние данные особенно важны, так как позволяют предполагать взаимосвязанное изменение As_{Py} в различных компонентах месторождения (ореолах с вкрапленной минерализацией, зонах прожилкования и жильных телах) и, кроме того, требуют точного указания — в каком именно компоненте месторождения исследовалась вертикальная структура As_{Py} . К сожалению, большинство авторов опубликованных работ не оговаривают однородности выборки проб пирита по типу среды локализации и поэтому данная зависимость вертикальных структур от среды локализации не может быть учтена. Невозможно пока учесть и зависимость вертикальных структур As_{Py} от состояния развития месторождения, так как большинство материалов относится к месторождениям кварцево-жильного типа; только по косвенным признакам можно предположить, что для ранних состояний (месторождения типа минерализованных зон) максимум As_{Py} на средних горизонтах будет менее выразительным из-за незавершенности процесса перегруппировки As .

Глава V

КОБАЛЬТ И НИКЕЛЬ В ПИРИТЕ

[Co_{Py} , Ni_{Py} , $(Co:Ni)_{Py}$]

Кобальт и никель присутствуют во всех разновидностях пирита осадочной, метаморфической и рудогенной генетических групп. Предпочтительность исследования этих элементов группы железа определяется тем, что, во-первых, они концентрируются в пирите (содержание других элементов группы железа — титана, хрома, ванадия и др. в пирите часто ниже, чем во вмещающих породах), [120]. Во-вторых, установлены сопряженные вариации содержания кобальта, никеля, и других свойств пирита во времени и пространстве [79, 202 и др.]. В-третьих, известна зависимость содержаний кобальта и никеля в пирите от физико-химических параметров минералообразующих сред [69, 75, 79 и др.]. В связи с этим нельзя согласиться с утверждением о перспективности этих параметров при решении прикладных задач только на том основании, что их значения и распределение зависят от состава вмещающих сред [38] или значения концентраций могут не отличаться от таковых в незолотоносных типах месторождений [153].

Кобальт и никель входят в структуру пирита с образованием ковалентной связи с серой; изоморфизм этих элементов подтверждается прямой связью их концентраций с параметрами кристаллической решетки [79, 202]. Сходство электронного строения Co и Ni с Fe предполагает широкие возможности изоморфизма, однако реально наблюдаются большие области несмесимости [98]. Поэтому фактические содержания этих элементов в пирите не превышают 1% суммарно, при обычных колебаниях в пределах 0,00 п — 0,0 п %. Иногда повышенные концентрации Co и Ni могут быть обусловлены неизоморфной примесью — включениями никелина, пентландита, виоларита, герсдорфита, скуттерудита, сафлорита, коринита и др. [17].

Пространственные структуры Co_{Py} , Ni_{Py} и $(Co:Ni)_{Py}$

Распределение кобальта и никеля в индивидах и кристаллах пирита золоторудных месторождений по существу не исследовалось. По косвенным признакам, тем не менее, допустимо предположение в существенных вариациях содержаний этих элементов в разных участках индивидов пирита. Например, по мнению Б.В. Чеснокова и В.И. Поповой [202], обычная оптическая, плотностная и другая неоднородность кристаллов, а также вариации параметров элементарной ячейки кристаллической структуры пирита в разных зонах индивидов функционально связано с переменными концентрациями кобальта и никеля. Немногочисленные определения структуры распределения этих элементов в кристаллах пирита золоторудных месторождений обнаружили уменьшение их концентраций от внутренних к внешним зонам кристалла [149]; в целом же для месторождений золото-сульфидно-кварцевого класса колебания содержания кобальта и никеля в индивидах пирита незначительны и редко выходят за пределы 0,00 п — 0,0 п %. В близповерхностных золото-серебряных месторождениях наблюдаются индивиды пирита с резкой дискретной зональностью: зоны отличаются по оптическим параметрам, а различия между ними по содержаниям кобальта и никеля иногда достигают 2—5 порядков.

Горизонтальные структуры Co_{Py} и Ni_{Py} в рудных полях относительно устойчивы: при приближении к рудоносным участкам (переход от

Таблица 26. Горизонтальные структуры Co_{Py} , Ni_{Py} и $(Co:Ni)_{Py}$ в золоторудных месторождениях

Месторождение	Среда локализации пирита	n	\bar{x} , %		Co_{Py}/Ni_{Py}	Источник данных
			Co_{Py}	Ni_{Py}		
—	Вне рудных зон	9	—	0,013		Н.Я. Гурейкин и др. [36]
	Рудные зоны	5	—	0,011		
Штурмовское	Метасоматиты	7	0,010	0,017	0,6	Г.Н. Гамянин и др. [184]
	Рудные тела	3	0,000	0,002		
Утинское	Метасоматиты	7	0,005	0,008	0,6	"
	Рудные тела	4	0,005	0,005		
Сентачанское	Метасоматиты	63	0,004	0,015	0,3	"
	Рудные тела	11	0,004	0,008		
Нежданинское	Метасоматиты	20	0,010	0,032	0,3	"
	Рудные тела	12	0,001	0,005		
Березовское	Листвениты	21	0,30	0,40	0,8	В.В. Чесноков, В.И. Попова
	Рудные тела	24	0,03	0,10		
	Березиты	9	0,002	0,004	0,5	[202]
	Рудные тела	3	0,002	0,004		
Группа месторождений	Березиты	74	0,011	0,010	1,1	А.Ф. Коробейников, А.Я. Пшеничкин [79]
	Жильные гидротермалиты	150	0,008	0,007		

Таблица 27. Горизонтальные структуры Co_{py} , Ni_{py} и $(Co:Ni)_{py}$ в золото-серебряных месторождениях Восточного Узбекистана (по Р.И. Конееву и др. [75])

Месторождение	Среда локализации пирита	n	\bar{x} , %		Co_{py}/Ni_{py}
			Co_{py}	Ni_{py}	
Кызылалмасай	Околорудные пропилиты	5	0,020	0,032	0,6
	Продуктивные гидротермалиты	23	0,017	0,029	0,6
Кавульды	Околорудные пропилиты	5	0,013	0,005	2,6
	Продуктивные гидротермалиты	12	0,009	0,007	1,3
Пирмираб	Околорудные пропилиты	8	0,048	0,016	3,0
	Продуктивные гидротермалиты	12	0,060	0,020	3,0

Таблица 28. Горизонтальные структуры Co_{py} , Ni_{py} и $(Co:Ni)_{py}$ на разных горизонтах золоторудных и золото-серебряных месторождений

Горизонты месторождений	Среда локализации пирита	n	\bar{x} , %		Co_{py}/Ni_{py} данных	Источник данных
			Co_{py}	Ni_{py}		
Верхние	Метасоматиты	Большие выборки	0,003	0,018	0,2	Г.Н. Гамянин и др. [184]
	Рудные тела		0,000	0,002		
Нижние	Метасоматиты		0,018	0,044	0,4	"
	Рудные тела		0,002	0,004		
Верхние	Кварц-гидрослюдистые метасоматиты	8	0,001	0,001	0,9	Е.Д. Мещанов и др. [90]
	Рудные тела	7	0,001	0,001	1,1	
Нижние	Кварц-гидрослюдистые метасоматиты	10	0,003	0,001	3,0	"
	Рудные тела	35	0,002	0,001	2,5	

региональных осадочно-метаморфических сред к собственно метасоматическим ореолам с золоторудной минерализацией) постоянно наблюдается увеличение Co_{py} и Ni_{py} [84, 180, 198]. Эти результаты совпадают с приводимыми в разных работах данными о более низких значениях Co и Ni в осадочных и метаморфических средах, чем в рудоносных гидротермалитах в целом [11, 102, 119, 170, 180, 202].

Горизонтальные структуры Co_{py} и Ni_{py} в рудных месторождениях различны и часто отражают противоположные тенденции изменения содержания кобальта и никеля в пирите при переходе от внешних ореолов метасоматитов к внутренним, от околорудных метасоматитов к осевым рудным телам. Большинство данных свидетельствует об уменьшении Co_{py} и Ni_{py} в направлении рудных тел, иногда на порядок и более [36, 79, 184, 202]; реже содержания кобальта и никеля в пирите

Таблица 29. Вертикальные структуры Co_{py} , Ni_{py} и $(Co:Ni)_{py}$ в золоторудных месторождениях

Среда локализации пирита	Глубина, м	n	\bar{x} , %		Co_{py}/Ni_{py}	Источник данных
			Co_{py}	Ni_{py}		
Убогосульфидные кварцевые жилы	0	4	0,004	0,008	0,5	Е.А. Намолов [103]
	55	12	0,004	0,009	0,4	
	110	26	0,005	0,014	0,4	
	165	9	0,011	0,014	0,8	
Околожилные метасоматические ореолы	0	—	0,005	0,001	5,0	В.Г. Михеев и др. [97]
	110	—	0,005	0,002	2,5	
	210	—	0,040	0,005	8,0	
	310	—	0,025	0,002	12,5	
	440	—	0,065	0,007	9,3	
Рудные тела	0	24	0,001	0,001	1,0	Н.А. Китаев и др. [69]
	100—120	20	0,002	0,002	1,0	
	220—240	14	0,002	0,002	1,0	
	340—360	46	0,003	0,002	1,5	
	460—480	16	0,003	0,001	3,0	
	580—600	18	0,002	0,001	2,0	
	700—720	14	0,004	0,002	2,0	
Минерализованная рудная зона 1	0	1—3	0,000	0,000		Данные автора (1984 г.)
	90	анализа	0,000	0,000		
	150	в каждой	0,007	0,008	0,9	
	220	пробе	0,007	0,004	1,8	
	240		0,008	0,000		
	280		0,007	0,010	0,7	
	320		0,000	0,000		
	340		0,014	0,008	1,8	
	360		0,010	0,015	0,7	
	400		0,014	0,008	1,8	
Минерализованная рудная зона 2	0		0,01	0,020	0,5	"
	10		0,01	0,005	2,0	
	80		0,00	0,001		
	180		0,03	0,020	1,5	
	210		0,04	0,030	1,3	
	230		0,01	0,000		

не меняются или увеличиваются (табл. 26). При этом уменьшении или отсутствие изменений фиксируются преимущественно в золоторудных месторождениях, а взаимно противоположные изменения этих параметров — в золото-серебряных месторождениях. Например, в золото-серебряных месторождениях Восточного Узбекистана при переходе от окolorудных пропилитов к кварцево-жильным продуктивным гидротермалитам Co_{py} и Ni_{py} одновременно уменьшаются или увеличиваются, а иногда меняются противоположно (уменьшение Co_{py} сопровождается увеличением Ni_{py}) [182], (табл. 27).

В то время как преобладающий тип горизонтальной структуры Co_{py} и Ni_{py} сохраняется, изменения этих параметров могут несколько

Таблица 30. Вертикальные структуры Co_{py} , Ni_{py} и $(Co:Ni)_{py}$ в золоторудных месторождениях (по К.Р. Рабиновичу и др. [141])

Горизонты месторождений (сверху вниз)	n	\bar{x} , %		Co_{py}/Ni_{py}
		Co_{py}	Ni_{py}	
Фронтальные	26	0,000	0,002	
Верхние прифронтальные	35	0,001	0,007	0,1
Нижние прифронтальные	26	0,002	0,008	0,2
Прикорневые	29	0,022	0,006	3,6
Фронтальные	12	0,001	0,000	—
Верхние прифронтальные	58	0,001	0,001	1,0
Нижние прифронтальные	21	0,001	0,001	1,0
Прикорневые	8	0,002	0,001	2,0
Фронтальные	29	0,001	0,001	1,0
Прифронтальные	50	0,001	0,001	1,0
Прикорневые	32	0,019	0,001	19,0
Прифронтальные	13	0,018	0,010	1,8
Прикорневые	16	0,020	0,020	1,0

Таблица 31. Вертикальные структуры Co_{py} , Ni_{py} и $(Co:Ni)_{py}$ в околорудных метасоматитах и рудных телах

Среда локализации пирита	Горизонты месторождения	n	\bar{x} , %		Co_{py}/Ni_{py}	Источник данных
			Co_{py}	Ni_{py}		
Околорудные метасоматиты	Верхние	Большие выборки	0,003	0,018	0,2	Г.Н. Гамянин и др. [184]
	Нижние		0,018	0,044	0,4	
Рудные тела	Верхние		0,000	0,002	0,5	"
	Нижние		0,002	0,004		
Околорудные метасоматиты	Верхние	8	0,001	0,001	0,9	Е.Д. Мещанинов и др. [90]
	Нижние	10	0,003	0,001	3,0	
Рудные тела	Верхние	7	0,001	0,001	1,0	"
	Нижние	35	0,002	0,001	2,5	

различаться по абсолютным значениям в зависимости от глубины месторождения [184], (табл. 28). Вариации содержаний кобальта и никеля в пирите наблюдаются не только при переходе от околорудных ореолов к рудным телам, но и в пределах зонального метасоматического ореола [190], в дифференцированных метасоматитах месторождения Березовское [202]. Единичные исследования свидетельствуют также об устойчивом увеличении Co_{py} и Ni_{py} при приближении к участкам сульфидного прожилкования и повышенных концентраций пирита [14, 21].

Горизонтальная структура $(Co:Ni)_{py}$ в рудных месторождениях невыразительна: в направлении к рудным телам этот параметр меняется

Т а б л и ц а 32. Вертикальные структуры Co_{Py} , Ni_{Py} и $(Co:Ni)_{Py}$ в золоторудных полях (по В.А. Буряку, [14])

Генетический тип пирита	Генерация пирита	Среда локализации пирита	Горизонт рудного поля	n	\bar{x} , %		Co_{Py}/Ni_{Py}
					Co_{Py}	Ni_{Py}	
I		Осадочные породы	Верхний	45	0,010	0,025	0,4
			Средний	73	0,016	0,027	0,6
			Нижний	35	0,008	0,025	0,3
II	1	Раннеметаморфические породы	Верхний	36	0,023	0,026	0,9
			Нижний	80	0,035	0,035	1,1
	2	Кварц-пиритовые метаморфические прожилки	Верхний	136	0,018	0,046	0,4
			Средний	129	0,039	0,042	0,9
			Нижний	96	0,030	0,022	1,4
III	1	Пирит-кварцевые прожилки	Верхний	14	0,015	0,062	0,2
			Средний	82	0,050	0,089	0,6
	2	Кварцевые жилы	Верхний	76	0,013	0,034	0,4
			Средний	29	0,047	0,081	0,6

незначительно или остается неизменным; иногда фиксируются противоположные типы изменений в разных золоторудных месторождениях. Для золото-серебряных месторождений характерны более высокие значения отношения кобальта и никеля, чем для золоторудных месторождений, и преимущественное уменьшение этого параметра при переходе от метасоматитов к рудным телам [90, 182].

Вертикальные структуры Co_{Py} и Ni_{Py} в рудных месторождениях обнаруживают устойчивое увеличение этих параметров с глубиной во всем исследованном вертикальном диапазоне [14, 69, 79, 90, 97, 102, 103, 141, 184], (табл. 29, 30). Чаще это увеличение незначительно и слабо выражено даже в большом вертикальном диапазоне [69], более устойчиво для Co_{Py} , чем для Ni_{Py} [69, 97, 184]; оно проявляется как в убогосульфидных кварцевых жилах [103], так и в околожильных ореолах и рудных телах [90, 97, 184]. Общее возрастание значений Co_{Py} и Ni_{Py} подтверждается обобщенными материалами К.Р. Рабиновича и др. [141] для золото-кварцевых месторождений с развитым кварцевожильным пучком (см. табл. 30) и данными А.Ф. Коробейникова и А.Я. Пшеничкина [79] об увеличении суммарных содержаний элементов группы железа в пирите в 1,5—5 раз на глубоких горизонтах месторождений в сравнении с верхними горизонтами. Иногда увеличение Co_{Py} с глубиной не сопровождается сколько-нибудь заметным изменением Ni_{Py} [102]. Более сложные вертикальные структуры Co_{Py} и Ni_{Py} обнаружены Л.Ш. Булатовой [13] в золото-сульфидном проявлении: от верхних к средним горизонтам проявления эти параметры сначала заметно снижаются (Ni_{Py} до нулевых значений), а затем возрастают (особенно резко Co_{Py}) от средних к глубоким горизонтам.

Таким образом, увеличение Co_{Py} и Ni_{Py} с глубиной преобладает.

независимо от типа месторождения золото-сульфидно-кварцевого класса и среды локализации пирита (околорудные метасоматиты или рудные тела). В золото-серебряных месторождениях увеличение Co_{Py} наблюдается при постоянных значениях Ni_{Py} [90], (табл. 31). Эти данные относятся к рудогенному пириту месторождений; немногочисленные материалы по вертикальным вариациям кобальта и никеля в пирите осадочной и метаморфической генетических групп позволяют предположить, что вертикальные структуры Co_{Py} и Ni_{Py} для пирита I и II существенно отличаются от вертикальных структур рудогенного пирита III [14], (табл. 32).

Отношение $(Co:Ni)_{Py}$ от верхних горизонтов месторождений к нижним почти всегда увеличивается. Эта тенденция изменения $(Co:Ni)_{Py}$ наблюдается в околожильных ореолах метасоматитов [97, 184], в рудоносных кварцевых жилах [103] и в месторождениях в целом [141]. Абсолютные значения отношения кобальта и никеля в пирите меняются в вертикальном диапазоне месторождений значительно, на 1—2 порядка, достигая максимальных на прикорневых горизонтах кварцевожильных пучков [97]. Характерно, что вертикальная структура $(Co:Ni)_{Py}$ в рудных месторождениях более устойчива, чем вертикальные структуры Co_{Py} и Ni_{Py} .

Эволюционные структуры Co_{Py} , Ni_{Py} и $(Co:Ni)_{Py}$

Эволюционные структуры кобальта и никеля в пирите золоторудных месторождений рассматривались многими исследователями [1, 14, 17, 53, 150, 182, 196 и др.]. Большинство авторов установило преимущественное уменьшение Co_{Py} и Ni_{Py} от ранних генераций пирита к поздним. Устойчивость этого типа эволюционной структуры подтверждается данными об изменениях Co_{Py} и Ni_{Py} в золото-кварцевых [79] и золото-серебряных месторождениях [182, 196] на разных горизонтах золото-сульфидно-кварцевых месторождений [14] и наиболее низкими содержаниями кобальта и никеля в пирите самых поздних послепродуктивных карбонатных ассоциаций [53], (табл. 33).

В то же время на некоторых месторождениях характер изменения различен для Co_{Py} и Ni_{Py} , или наблюдается увеличение этих параметров. Например, по данным работ [79, 109, 150] от ранних генераций рудогенного пирита к поздним значения Co_{Py} уменьшаются, а Ni_{Py} увеличиваются; повышенные содержания никеля в пирите поздних генераций (антимонит-буланжеритовая ассоциация) упоминаются и в работе [36]. Очень редко наблюдается одновременное увеличение этих параметров [95]. Таким образом, можно сделать вывод о более устойчивом типе изменений Co_{Py} в рудных месторождениях (уменьшение), чем Ni_{Py} (уменьшение или увеличение).

Эволюционные структуры Co_{Py} и Ni_{Py} в рудных полях определяются существенными различиями в поведении кобальта и никеля в процессах региональной метаморфизации вмещающих сред и метасоматических преобразований. Сравнительный анализ Co_{Py} и Ni_{Py} в генетических типах пирита I, II и III показывает, что для осадочного пирита, например обычно постоянное преобладание Ni на Co, дости-

Таблица 33. Эволюционные структуры Co_{Py} , Ni_{Py} и $(Co:Ni)_{Py}$ в золоторудных месторождениях

Генерация пирита	Среда локализации пирита	n	\bar{x} , %		Co_{Py}/Ni_{Py}	Источник данных
			Co_{Py}	Ni_{Py}		
1	Эндо- и экзоконтакты жил	47	0,014	0,026	0,05	В.А. Буряк [14]
2	Жилы	50	0,007	0,019	0,4	
1	Осевые части кварцевых прожилков	—	0,054	0,092	0,6	"
2	На кристаллах кварца	—	0,052	0,085	0,6	
1	Пирит-кварцевые прожилки	96	0,045	0,085	0,5	"
2	Кварцевые жилы	105	0,020	0,047	0,4	
1	Пирит-арсенипиритовые жилы	2	0,008	0,004	2,0	Данные автора (1984 г.)
2	Полисульфидно-кварцевые жилы	5	0,010	0,002	5,0	
3	Антимонит-кварцевые жилы	5	0,000	0,001		
1	Алюмосиликатно-карбонатные гидротермалиты	22	0,015	0,016	1,0	В.Г. Михеев, А.Д. Титаренко [95]
2	Продуктивные гидротермалиты	16	0,018	0,020	1,0	
3	Карбонатные гидротермалиты	4	0,000	0,130		
1	Золото-пирит-кварцевые жилы	84	0,013	0,010	1,3	А.Ф. Коробейников, А.Я. Пшеничкин [79]
2	Золото-полисульфидно-кварцевые жилы	38	0,009	0,012	0,8	
1	Продуктивные гидротермалиты	2	0,004	0,024	0,2	Г.М. Чеботарев и др. [150]
2		2	0,002	0,003	0,6	
3		1	0,002	0,022	0,1	
1	Продуктивные гидротермалиты	2	0,004	0,004	1,0	"
2		7	0,001	0,006	0,2	
1	Пирит-кварцевые продуктивные гидротермалиты	8	0,012	0,021	0,6	Г.М. Чеботарев и др. [182]
2	Полисульфидно-кварцевые гидротермалиты	9	0,020	0,037	0,5	
3	Теллуридно-кварцевые гидротермалиты	3	0,019	0,024	0,8	
1	Пирит-кварцевые продуктивные гидротермалиты	4	0,009	0,008	1,1	"
2	Теллуридно-кварцевые продуктивные гидротермалиты	4	0,009	0,005	1,8	

Таблица 34. Эволюционные структуры Co_{py} , Ni_{py} и $(Co:Ni)_{py}$ в золоторудных полях

Генетический тип пирита	n	\bar{x} , %		Co_{py}/Ni_{py}	Источник данных
		Co_{py}	Ni_{py}		
I	2	0,007	0,010	0,7	Б.А. Блюман, А.А. Бокулев [11]
II	5	0,012	0,019	0,6	
I	8	0,003	0,004	0,8	В.А. Тимесков, А.М. Ануфриев [180]
III	6	0,006	0,005	1,2	
I + II	—	0,004	0,008	0,5	П.И. Полторыхин [119]
III	—	0,020	0,040	0,5	
I + II	—	0,001	0,007	0,1	"
III	—	0,003	0,008	0,4	
I + II	—	0,001	0,007	0,1	А.М. Мыслик [102]
III	179	0,010	0,016	0,6	
I + II	67	0,001	—	—	М.М. Старова [170]
II + III	111	0,002	—	—	
III	125	0,002	—	—	
II	4	0,04	0,4	1,0	Б.В. Чесноков, В.И. Попова [202]
II + III	21	0,30	0,40	0,8	
III	24	0,03	0,10	0,3	
I	31	0,004	0,005	0,8	Ю.А. Кузнецов, С.А. Галий [84]
II	71	0,019	0,034	0,5	
III	100	0,011	0,039	0,3	
I	—	0,2	0,2	1,0	Е.В. Розова, А.М. Гаврилов [148]
III	—	0,001	0,001	1,0	
I	16	0,006	0,021	0,3	М.В. Абдуллаев и др. [1]
II	43	0,003	0,007	0,4	
III	7	0,002	0,005	0,4	
I	—	0,29	0,74	0,4	Н.А. Шило, М.С. Сахарова [205]
II	—	Следы	0,63	0,1	

гающее 3—5 раз [14, 131]. Накопление никеля пиритом в процессе осадкообразования и эпигенеза исходных сред сменяется концентрированием кобальта в условиях нарастающей метаморфизации пород; этот общий вывод подтверждается исследованиями Ф. Гагемана (1943 г.), Б. Цамбела и Я. Ярковского (1966 г.), Л.И. Казакова и В.О. Горлицкого (1963 г.) и др. Реже увеличение Co_{py} при региональном метаморфизме не происходит [126], или оба параметра остаются постоянными при метаморфической перекристаллизации пирита и начинают изменяться только при усилении метаморфизма (Co_{py} увеличивается, Ni_{py} уменьшается [144]). В целом же можно предположить, что перераспределение кобальта и никеля между алюмосиликатной средой и пиритом при региональных изменениях пород может существенно различаться в разных типах сред и в разных районах. В частности, анализ корреляционных связей кобальта и никеля в системе пирит—омещающие среды для Артемовского и Сухоложского рудных полей

Таблица 35. Эволюционные структуры Co_{py} , Ni_{py} и $(Co:Ni)_{py}$ на различных горизонтах золоторудных полей (по В.А. Буряку [14])

Горизонты рудных полей	Генетический тип пирита	n	\bar{x} , %		Co_{py}/Ni_{py}
			Co_{py}	Ni_{py}	
Верхние	I	45	0,010	0,025	0,4
	II	172	0,019	0,036	0,5
	III	90	0,013	0,038	0,3
Средние	I	73	0,016	0,027	0,6
	II	209	0,037	0,038	0,1
	III	111	0,048	0,087	0,5

Таблица 36. Эволюционные структуры Co_{py} , Ni_{py} и $(Co:Ni)_{py}$ в золото-серебряных рудных полях

Генетический тип пирита	Среда локализации пирита	n	\bar{x} , %		Co_{py}/Ni_{py}	Источник данных
			Co_{py}	Ni_{py}		
I	Осадочно-вулканогенные породы	7	0,006	0,005	1,2	Е.Д. Мешанинов и др. [90]
I	Известняки	1	0,007	0,003	2,3	
II	Плошадные пропилиты	45	0,006	0,001	6,0	
III	Околорудные метасоматиты и жилы	60	0,001	0,001	1,0	Л.Ш. Булатова и др. [196]
I	Вмещающие осадочные породы	—	0,006	0,03	0,2	
III	Рудные гидротермалиты	—	0,02	0,01	2,0	
II	Плошадные пропилиты	4	0,022	0,014	1,6	Г.М. Чеботарев и др. [182]
III	Околорудные метасоматиты	5	0,020	0,032	0,6	
III	Рудные жилы	22	0,017	0,029	0,6	

показал перераспределение этих элементов в пределах первого поля и привнос в пределах второго [143].

Тем не менее в большом количестве работ утверждается устойчивое увеличение Co_{py} и Ni_{py} во времени в целом и в рамках локальных временных интервалов глобального перехода осадочного пирита в метаморфический и, далее, в рудогенный [11, 102, 119, 170, 180, 202], (табл. 34). Этот тип изменения, по мнению В.А. Буряка [14], выдерживается на различных горизонтах рудных полей (табл. 35).

В то же время в отличие от перечисленных ранее данных некоторые исследования свидетельствуют об ином характере изменений Co_{py} и Ni_{py} во времени. Так, Е.А. Борисова и др. [116] показала,

что при переходе от типичного пирита вмещающих осадочно-метаморфических сред к пириту гидротермальных секущих прожилков общая концепция примесей в пирите (в том числе кобальта и никеля) снижается до минимального уровня концентрации. Этот тип эволюционной структуры подтверждается материалами работы [1] об уменьшении Co_{py} и Ni_{py} во временном ряду разновидностей пирита сингенетичный — метавкрапленный → прожилковый, предположительно эквивалентных генетическим типам пирита I, II и III. Уменьшение этих параметров от ранних осадочных к поздним рудогенным пиритам приведено также в работе [148] и фиксируется при сравнении первичноосадочных сферолитов пирита и его метаморфических разновидностей в конгломератах Витватерсранда [205]. Более сложные изменения Co_{py} и Ni_{py} наблюдаются в рядах генетических типов пирита и рудогенным пиритом золото-серебряных месторождений: установлены параллельное снижение этих параметров [90], уменьшение Co_{py} при увеличении Ni_{py} [182] и, наоборот, увеличение Co_{py} при уменьшении Ni_{py} [196], (табл. 36).

Если исходить из общей тенденции накопления кобальта в пирите при метаморфизме вмещающих пород, то эволюционная структура $(Co:Ni)_{py}$ должна отражать устойчивое увеличение этого параметра, по крайней мере при переходе от осадочного пирита I к метаморфическому пириту II. В действительности наблюдаются различные типы изменений $(Co:Ni)_{py}$. Чаще этот параметр уменьшается, но обогащение пирита вмещающих пород никелем, а пирита рудных жил кобальтом предполагает увеличение отношения этих элементов при переходе от осадочно-метаморфических разновидностей к рудогенным [136]. Характерно, что максимальные значения $(Co:Ni)_{py}$ типичны для близповерхностных золото-серебряных месторождений и редко превышают 1,0 в золото-кварцевых месторождениях.

Обсуждение данных по кобальту и никелю в пирите

Обобщение данных по содержаниям кобальта и никеля в пирите свидетельствуют, что уровень концентраций этих элементов в пирите всех генетических групп редко выходит за пределы 0,0n% и обычно составляет тысячные доли процента. Минимальные суммарные концентрации этих элементов характерны для осадочных и метаморфических типов пирита, а максимальные, с сопряженным ростом дисперсии концентраций, — для рудогенного пирита в целом (отдельные рудогенные разновидности пирита могут не отличаться по содержаниям кобальта и никеля от пирита I и II).

Сравнение региональных горизонтальных структур Co_{py} и Ni_{py} в рудных полях с эволюционными структурами этих параметров в ряду генетических типов пирита показывает, что в общем виде они не противоречат друг другу. Так, большинство исследований характера пространственной изменчивости Co_{py} и Ni_{py} при приближении к рудоносным участкам приводят к выводу об увеличении этих параметров [84, 180, 198]. Однотипное увеличение содержаний кобальта и никеля

Таблица 37. Эволюционные структуры Co_{py} и Ni_{py} в золоторудных полях (обобщенные данные)

Изменение Co_{py} и Ni_{py} в рядах генотипов пирита	Источник данных
Co и Ni: увеличение	[11, 14, 102, 119, 170, 180, 202]
Co и Ni: уменьшение	[90, 148, 205]
Co: увеличение	[196]
Ni: уменьшение	
Co: уменьшение	[182]
Ni: увеличение	

Таблица 38. Горизонтальные структуры Co_{py} и Ni_{py} в золоторудных и золото-серебряных месторождениях (обобщенные данные)

Изменение Co_{py} и Ni_{py} с приближением к рудному телу	Источник данных
Co и Ni: увеличение	[182]
Co и Ni: уменьшение	[36, 79, 90, 182, 184, 202]
Co и Ni: нет изменений	[202]
Co: нет изменений	[184]
Ni: уменьшение	
Co: уменьшение	[182]
Ni: увеличение	

в пирите установлено и при переходе от осадочных генотипов пирита к метаморфически и, далее, к рудогенным (табл. 37).

Вместе с тем в ряде работ приводятся материалы, отражающие иной характер изменений Co_{py} и Ni_{py} в ряду генетических типов пирита — уменьшение этих параметров или одного из них [90, 148, 182, 196, 205]. Следовательно, если эти данные верны, то переход от региональных комплексов пород к собственно рудоносным ореолам не всегда сопровождается увеличением Co_{py} и Ni_{py} . Поэтому использовать данный признак при региональных поисках рудоносных участков можно при достаточной уверенности, что для данного региона и вмещающих осадочно-метаморфических комплексов выдерживается именно преобладающий тип горизонтальной структуры Co_{py} и Ni_{py} .

Для золоторудных месторождений, наоборот, ведущей тенденцией является уменьшение кобальта и никеля в пирите во времени (эволюционные ряды генераций пирита) и пространстве (горизонтальные сечения и профили) (табл. 38,39). Этот тип горизонтальных и эволюционных структур Co_{py} и Ni_{py} сохраняется и при отборе проб пирита с различных горизонтов месторождений [14, 90, 184]. В единичных месторождениях наблюдается отсутствие каких-либо изменений Co_{py} и Ni_{py} при приближении к рудным телам и в рядах генераций пирита или один из этих параметров увеличивается.

Таблица 39. Эволюционные структуры Co_{py} и Ni_{py} в золоторудных и золото-серебряных месторождениях (обобщенные данные)

Изменение Co_{py} и Ni_{py} в рядах генераций пирита	Источник данных
Co и Ni: уменьшение	[14, 17, 53, 79, 182, 196]
Co и Ni: увеличение	[95]
Co: уменьшение	[79, 109, 150]
Ni: увеличение	

Относительная устойчивость горизонтальных структур Co_{py} и Ni_{py} в золоторудных месторождениях по сравнению с разнообразием структур As_{py} может быть связана с различиями распределения этих параметров в вертикальном диапазоне. Если для мышьяковистости пирита типично немонотонное разнонаправленное изменение с глубиной, то содержания кобальта и никеля в пирите с погружением возрастают, причем независимо от среды локализации пирита [14, 69, 79, 90, 97, 102, 103, 141, 184]. Следовательно, можно предположить, что тип горизонтальной структуры Co_{py} и Ni_{py} не изменится в зависимости от глубины отбора проб пирита, как это происходит с горизонтальными структурами As_{py} .

Более устойчивы в месторождениях и эволюционные структуры Co_{py} и Ni_{py} по сравнению со структурами As_{py} . Вполне очевидно, что если преобладающей тенденцией изменения содержания кобальта и никеля в генерациях рудогенного пирита является уменьшение (без максимумов или минимумов концентраций в промежуточных генерациях, что типично для мышьяка), то фрагментарность данных у различных исследователей не влияет на определение типа эволюционной структуры. И все же необходимо заметить, что некоторые различия в характере изменения Co_{py} и Ni_{py} не исключают возможности существования иных, более сложных эволюционных структур этих параметров рудогенного пирита.

Отношение $(Co:Ni)_{py}$ традиционно рассматривается в литературе в качестве критериального признака генетических типов пирита и, по мнению многих исследователей является индикатором процессов образования пирита при эпигенезе и метаморфизме. Если это так, то в рудных полях должно было бы наблюдаться устойчивое однонаправленное изменение этого параметра при развитии все более поздних генетических типов пирита. В то же время анализ имеющихся данных не дает однозначных результатов: при развитии метаморфического пирита отношение $Co:Ni$ может уменьшаться, а в пирите рудных месторождений резко возрастать.

В пирите рудогенной группы наиболее отчетливы различия отношения кобальта и никеля для золоторудных и золото-серебряных месторождений. Горизонтальные и эволюционные структуры $(Co:Ni)_{py}$ в месторождениях не противоречат друг другу и свидетельствуют о наиболее вероятном уменьшении отношения кобальта и никеля

в пирите при развитии собственно рудогенной пиритизации. Важно отметить, что если признать наиболее вероятным концентрирование кобальта пиритом при развитии генетических типов и, наоборот, уменьшение его содержаний в рядах генераций рудогенного пирита, то глобальная эволюционная структура $(\text{Co:Ni})_{Py}$ в рудных полях и локальная структура этого параметра в рудных месторождениях будут противоположными (разнонаправленное изменение параметра).

Глава VI

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ ПИРИТА ($\delta^{34}\text{S}_{Py}$)

Изотопный состав серы сульфидов относится к довольно сложной и трудно интерпретируемой области минералогических исследований золоторудных месторождений [15, 18, 23, 29, 37, 50, 51, 52, 57-60, 76, 131]. Хотя аналитические возможности методов анализа изотопов серы ограничивают его широкое применение в практике поисково-разведочных работ, научное значение изотопных данных бесспорно. Во-первых, любые процессы минералообразования сопровождаются фракционированием изотопов с изменением их соотношений, т.е. имеют определенную эволюционную изотопную структуру, которая, естественно, реализуется и в пространстве. Во-вторых, различие изотопного состава серы биогенного и абиогенного происхождения традиционно используется при определении источников рудного вещества и функциональных связей рудообразования с геологическими процессами.

Критериальной основой оценки аналитических данных по изотопному составу серы является система аксиоматических положений, выдвинутая более 30 лет назад и оставшаяся до настоящего времени без существенных изменений [18]. По методическим основаниям из четырех изотопов серы используется отношение $^{32}\text{S}:^{34}\text{S}$, фиксирующее отклонение изотопного состава от метеоритного стандарта в сторону утяжеления (положительные значения $\delta^{34}\text{S}_{Py}$) или облегчения (отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}_{Py}$). Теоретически существенной считается различие значений $\delta^{34}\text{S}_{Py}$ не ниже $4^0/\infty$, хотя в большинстве работ это положение игнорируется. Также постулируется, что сульфиды с осадочно-биогенным источником серы по изотопному составу смещены в отрицательную область, а сульфиды с "мантийной" серой должны иметь состав, близкий метеоритному. Наконец, предполагается, что при повышении температуры минералообразования региональной твердофазной метаморфизации сред и плавления пород происходит направленные снижение вариаций изотопного состава серы из-за ее гомогенизации.

Пространственные структуры $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$

Различия $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ на разных гранях и в разных зонах кристаллов пирита установлены давно [18], но технические возможности методов ограничивали исследования изотопных структур в локальных объемах. Поэтому в отечественной литературе можно отнести к уникальным исследованиям распределения изотопов серы в крупных кристаллах пирита месторождения Березовское [57]. По данным этой работы, основной объем в наиболее крупных кристаллах занимает пирит с метеоритным составом серы, который сменяется более утяжеленным составом в краевых частях кристалла (рис. 16). Характерно, что изменение $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ в процессе роста кристалла ступенчатое и в общем виде совпадает со сменой кубической формы пентагондодекаэдрической. Важной особенностью этого месторождения является и то, что изотопные структуры серы в метакристаллах из околорудных березитов и кварцевых жил совпадают, а в кристаллах из друзовых полостей жил одинаковы на разных участках месторождения.

Региональные горизонтальные структуры $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ в рудных полях фактически не исследованы. По косвенным данным, исходя из относительно устойчивых различий изотопного состава серы пирита осадочных, метаморфических и рудоносных метасоматических сред, можно предположить уменьшение дисперсии $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ и некоторое утяжеление серы пирита при приближении к рудоносным участкам. Это предположение подтверждается сравнением изотопного состава серы пирита в метаморфических средах эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма с составами пирита в хлоритовых, кварц-серицитовых сланцах и золоторудных кварцевых жилах [18].

Локальные горизонтальные структуры $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ в рудных месторождениях отражают различные типы изменений этого параметра при переходе от околорудных метасоматических ореолов к осевым рудным телам. Например, В.А. Буряк [14] подчеркивает гомогенизацию и общее утяжеление изотопного состава серы пирита в рудных телах по сравнению с пиритом околорудных ореолов, а Л.А. Гриненко и соавторами [37], наоборот, указывает на более гомогенный состав серы пирита из ранних ореолов прожилково-вкрапленной минерализации, чем пирита золотоносных кварцевых жил (рис. 17). В то же время исследования С.А. Игумнова и др. [57] показали, что не наблюдается зависимости значений $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ от положения пирита в околорудной метасоматической колонне березитов.

Не менее противоречивы и выводы различных авторов о характере изменения $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ с глубиной. Анализ вертикальной структуры изотопного состава серы пирита в локальном интервале золоторудной зоны, проведенный Н.М. Заири и др. [59], показал отсутствие существенных вариаций $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ с увеличением глубины. По другим данным [18], закономерных вариаций $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ не обнаруживается даже в значительном (до 700 м) интервале глубин для золото-кварцевых жил Йеллоунайфа, Канада. Наоборот, В.А. Буряк [15] утверждает, что с погружением изотопный состав серы пирита отчетливо смещается в область положительных значений и предполагает смену в этом направлении окислительных условий минералообразования восстано-

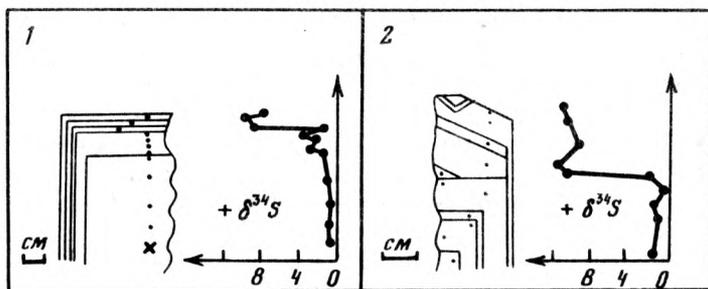


Рис. 16. Структуры изотопного состава серы в кристаллах пирита (по С.А. Игумнову и др. [57])

1 — сечение кубического кристалла; 2 — сечение сложного кристалла со сменой форм {100} → {210} в процессе роста

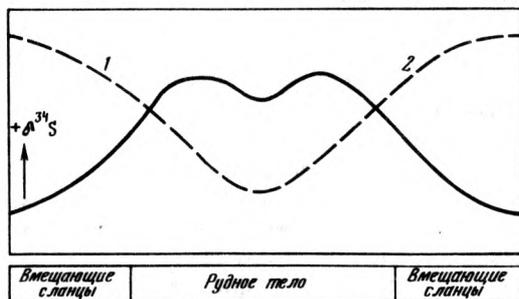


Рис. 17. Горизонтальные структуры дисперсии (1) и среднего (2) изотопного состава серы пирита в рудной зоне (по В.А. Буряку [15])

тельными. Этот вывод подтверждается исследованиями К.В. Захаревича и др. [194] на золоторудном месторождении Средней Азии. По данным этих авторов, пиритная сера по изотопному составу тяжелее на глубоких горизонтах (область развития золото-пиритовой минерализации), чем на верхних (область развития золото-серебряной минерализации): ее состав равен соответственно $+2,3 \div +7,7\text{‰}$ и $+0,3 \div +2,4\text{‰}$ $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$.

Эволюционные структуры $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$

Н.В. Петровская и др. (1958 г.) установила утяжеление пиритной серы в поздних сульфидных агрегатах и позднее высказала предположение (Петровская, Гриненко, 1962 г.) о существовании общей тенденции утяжеления серы сульфидов к концу рудообразующего процесса. В дальнейшем это предположение было обосновано теоретически и подтверждено исследованиями пирита ряда месторождений [29, 37, 57 и др.]. Например, в кварцево-жильных телах золоторудного месторождения Березовское наблюдается утяжеление изотопного состава серы пирита от его ранних крупнокристаллических разновидностей к поздним цементирующим агрегатам пирита [57].

Таблица 40. Эволюционные структуры $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ в золоторудных месторождениях

Генерация пирита	Среда локализации пирита	$\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}, \text{‰}$	Источник данных
1	Пирит-арсенопиритовые прожилки в сланцах и метасоматитах	+3,4	Г.М. Чеботарев и др. [182]
		+3,6	
		+4,8	
2	Полисульфидные прожилки	+3,9	"
3	Галенит-сфалеритовые руды	+1,9	
1	Пирит-арсенопиритовые прожилки в граносиенитах	+4,6 +5,1	
2	Полисульфидно-кварцевые руды в граносиенитах	+4,0 +6,0 +7,0	В.Ф. Проценко [131]
1	Минерализованные рудные зоны	+2,5	
2	Пирит-арсенопирит-карбонатно-кварцевые жилы	+2,6	
1	Рудные кварцевые жилы	-3,2	Д.М. Воинков и др. [23]
2	Кварц-кальцитовые прожилки	-8,7	

Если рассматривать центральные и внешние части крупных кристаллов пирита этого месторождения в качестве различных генераций, то различия их изотопного состава серы подтверждают утяжеление серы во времени (см. рис. 16). К этому же выводу приходят и другие авторы: по данным работы [29], высокие значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ установлены в наиболее поздней генерации пирита из минерализованных полостей с кальцитом, а в работе [37] отмечается общее утяжеление серы в поздних генерациях пирита в целом.

В отличие от приведенных данных, в послерудных кварц-карбонатных линзах золоторудных месторождений Канады пирит по изотопному составу серы легче пирита руд [18], а на месторождении Мурунтау минимальные значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ типичны для наиболее позднего пирита галенит-сфалеритовых ассоциаций [200]. Смещение состава серы пирита в область легких изотопов при переходе от ранних к поздним генерациям упоминается и в работе М.М. Константинова и В.А. Стрижова [76]. Реже вариации изотопного состава серы пирита незначительны [131], или не меняются в разновременных продуктивных ассоциациях даже при существенных различиях мышьяковистости и золотоносности пирита [29] (табл. 40).

Общие пределы колебаний значений $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ в рудогенном пирите довольно значительны, но в целом уступают вариациям изотопного состава серы пирита вмещающих осадочно-метаморфических сред. В генерациях рудогенного пирита чаще всего наблюдается уменьшение дисперсии $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ — гомогенизации изотопного состава серы [29, 37]. Подобная гомогенизация пиритной серы установлена в месторождении Мурунтау [131, 208] и в золоторудных месторождениях Централь-

но-Колымского региона [198]. Только в работе [37] приводятся данные о более широком диапазоне изотопного состава пиритной серы поздних золоторудных жил по сравнению с пиритной серой ранних околорудных метасоматических ореолов; позднее некоторые авторы цитируемой работы подтвердили уменьшение дисперсии $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ при переходе от ореолов к золоторудным жилам [29].

Данные об эволюционных структурах $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ в рудных полях противоречивы и свидетельствуют о сложности процессов изотопного фракционирования при эпигенезе, метаморфизме, особенно метасоматизме вмещающих пород. Исходный изотопный состав серы осадочного пирита I установить трудно из-за развития метаморфических разновидностей пирита II и значительной дисперсии $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$: по различным данным изотопный состав пиритной серы в осадочно-метаморфических породах колеблется в пределах от -30 до $+40^0/\infty$ [18, 29, 57, 145 и др.]. Ранее выдвинутое предположение о смещении изотопного состава пиритной серы осадочных пород в область отрицательных значений $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ [18] не совпадает с фактическими данными. Тем не менее независимо от результатов анализа изотопного состава серы осадочного пирита I большинство авторов приходят к выводу о направленном увеличении $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ при метаморфизации вмещающих сред, даже если эти изменения и незначительны (например, при метаморфической перекристаллизации пирита [145]).

Ведущим типом изменения изотопного состава серы пирита и процессе регионального метаморфизма пород является гомогенизация серы и смещение $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ в область положительных значений [50, 131, 200, 208 и др.], (табл. 41). В то же время характер изменения $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ во времени зависит, естественно, и от исходного состава пиритной серы в ранних генетических группах пирита вмещающих пород. Анализ изотопного состава серы осадочно-метаморфического пирита в разных типах сред показал, что $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ зависит от их состава и наиболее различается в алюмосиликатных и карбонатных породах. Например, по данным Г.С. Риппа и др. [145], пирит графитсодержащих кристаллических известняков обогащен тяжелым изотопом серы по сравнению с пиритом сланцевых и песчано-сланцевых углеродистых сред. Эту зависимость $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ от состава пород отмечают Ф.И. Жуков и Д.А. Лесной [50] при сравнении пирита известняков и вулканогенно-осадочных пород, а В.А. Буряк [15] подчеркивает утяжеление серы пирита за счет относительно высоких содержаний сульфатной серы в карбонатных породах. Переменные значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ наблюдаются при сравнении пирита осадочных и магматических (дайковых) сред: в осадочных пирит обогащен тяжелым изотопом ^{34}S (до $+18^0/\infty$), а в дайковых легким (до $+5^0/\infty$). Реже вариации изотопного состава пиритной серы фиксируются в разных морфологических разновидностях пирита, локализованных в однотипной среде [131], или вообще не зависят от среды локализации пирита [37].

При усилении регионального метаморфизма вмещающих пород пределы колебаний $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ или уменьшаются [29, 50, 57], или почти не меняются [58]; высокая гомогенизация изотопного состава пиритной серы вмещающих пород типична для высоких фаций региональ-

Таблица 41. Эволюционные структуры $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ в золоторудных полях

Генетический тип пирита	Среда локализации пирита	$\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$, ‰			Источник данных
		от	до	\bar{x}	
II	Пиритизированный сланец	—	—	+4,5	Г.М. Чеботарев и др. [182]
	Сланцы с крупнозернистым пиритом	—	—	+6,1	
II + III	Пирит-арсенопиритовые гидротермалиты в сланцах и метасоматитах	—	—	+3,4	
		—	—	+3,9	
		—	—	+4,8	
III	Полисульфидные прожилки	—	—	+3,9	
	Галенит-сфалеритовые руды	—	—	+1,9	
II	Пиритизированный сланец	—	—	-2,2	То же
III	Сульфидные руды	—	—	+1,8	
II	Вмещающие породы эпидот-амфиболитовой фации	—	—	+1,3	"
		Хлоритовые сланцы	—	—	
II + III	Карбонатно-серицитовые сланцы	—	—	+2,4	
III	Золото-кварцевые жилы	—	—	+2,7	
II	Черные сланцы с крупнозернистым пиритом	—	—	-6,9	Д.М. Воинков и др. [23]
III	Рудные тела	—	—	-3,2	
I + II	Осадочно-метаморфические породы	+0,6	+7,0	—	И.М. Юдин [208]
II + III	Секущие прожилки пирита	+4,4	+5,7	—	
I + II	Осадочно-метаморфические породы с линзовидными стяжениями и прослоями пирита	-5,0	+8,7	+4,4	В.Ф. Проценко [131]
		Осадочно-метаморфические породы с вкрапленным и конкреционным пиритом	-11,1	+8,4	
III	Рудные тела с вкрапленной пиритизацией	+1,1	+4,8	+2,5	
	Арсенопирит-пирит-карбонатно-кварцевые жилы	+1,8	+3,4	+2,5	
I + II	Вмещающие породы с фоновым вкрапленным пиритом	-6,5	+20,0	—	Н.М. Заيري и др. [59]
III	Рудные тела	+6,0	+11,5	+8,7	
I + II	Углистые сланцы	-11,5	+3,0	-3,4	Г.С. Рипп и др. [145]
III	Кварцевые жилы и прожилки	+5,3	+7,1	—	
I + II	Сланцы	-3,4	+1,2	-1,3	То же
		Углистые сланцы	-11,0	+1,5	
III	Рудные тела	+0,7	+5,5	+2,1	
I + II	Осадочно-метаморфические породы	-8,5	+23,6	—	А.М. Гаврилов, Л.Н. Гриненко [29]
III	Минерализованные дайки	+1,3	+6,7	+3,7	
I + II	Зеленокаменные породы	-29,2	+1,9	—	С.А. Игумнов и др. [57]
III	Рудные зоны	+0,2	+3,4	—	
	"	+3,6	+7,4	—	

ного метаморфизма и достигает максимальной при формировании рудоносных метасоматических ореолов и золоторудных кварцевых жил. Это подтверждают Ф.И. Жуков и Д.А. Лесной [50], которые установили резкое снижение вариаций $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ в золотоносных кварц-карбонатных метасоматитах по сравнению с неизменными вмещающими метаморфическими породами. Гомогенизация пиритной серы отчетлива также при переходе от зеленокаменных вмещающих пород к минерализованным дайкам [29], от вкрапленного фонового пирита к прожилковой рудной пиритизации [58] и от вмещающих углеродистых сланцев к рудоносным кварцевым жилам и прожилкам [145] (см. табл. 41).

Сложность анализа эволюционных структур $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ в рудных полях состоит еще и в том, что, как и для метаморфического генетического типа пирита, для рудогенного пирита обычна зависимость $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ от состава среды локализации. Например, пиритная сера рудных зон, локализованных в известковистых и кремнистых породах, тяжелее серы пирита из рудных зон в алевросланцах [15]. Устойчиво положительные значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ из рудогенной минерализации в доломитах отмечает И.А. Загрузина и др. [60], а Н.М. Заири с соавторами [58] указывает на уменьшение концентрации тяжелого изотопа серы в пирите рудных зон при увеличении содержаний органического углерода во вмещающих породах. По другим же данным пирит золоторудных кварц-карбонатных жил в вулканогенно-осадочных и карбонатных средах обладает облегченным составом серы [50], а изотопный состав пирита золоторудных проявлений Балейского района не зависит от особенностей вмещающих пород и типа локализации [37]. Кроме того, единичные данные свидетельствуют о вариациях изотопного состава пиритной серы золоторудных месторождений в зависимости от положения месторождения в стратиграфическом разрезе района: в частности, Г.М. Чеботарев и др. [200] указывает на более тяжелый состав пиритной серы месторождений в верхних частях разреза, чем в нижних.

Таким образом, значительные колебания изотопного состава серы пирита осадочного, метаморфического и рудогенного происхождения, а также ограниченность фактических данных заставляют осторожно подходить к определению ведущего типа эволюционной структуры $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ по сопоставлению средних значений. В самом общем виде можно предполагать, что при последовательном развитии осадочного, метаморфического и рудогенного пирита уменьшается дисперсия $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ [29, 50, 57, 58, 131, 198, 208]. Предпочтительным является и вывод о наиболее вероятном утяжелении пиритной серы в этом же процессе развития полигенной пиритизации.

Обсуждение данных по изотопному составу серы пирита

Большинство опубликованных данных по изотопному составу пиритной серы свидетельствует о большом диапазоне значений $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$, превышающем $40^0/\infty$. Максимальные колебания изотопного состава характерны для пирита осадочной генетической группы, а для собственно рудогенного пирита золоторудных месторождений — минимальные. При этом изотопные составы и соответствующие метеоритному стандарту, и сильно отличающиеся от него фиксируются в пирите всех генетических групп. Следовательно, единичные анализы изотопного состава пиритной серы могут не отражать реального состава пирита конкретной генетической группы в целом. Но тогда не имеют достаточных оснований в опубликованных работах многочисленные выводы о функциональных связях рудной минерализации с коровыми, мантийными, полигенными и другими источниками серы, так как авторы публикаций обычно оперируют очень малыми выборками анализов.

Имеющиеся данные не соответствуют и распространенному предположению о причинной связи гомогенизации изотопного состава серы с высокотемпературными процессами магматизма и гидротермального минералообразования. Реально гомогенные составы наблюдаются в пирите месторождений, для которых генетическая связь с магматизмом вообще проблематична, а в эндогенных гидротермалитах месторождений гомогенная пиритная сера фиксируется в поздних жильных телах. Все это приводит к выводу, что общепринятые критериальные основания оценки данных по изотопному составу серы пирита нуждаются в уточнении.

Сравнение горизонтальных и эволюционных структур $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ в рудных полях показывает, что в самом общем виде они не противоречат друг другу. При переходе от региональных вмещающих сред к рудоносным ореолам и от ранних генотипов пирита к поздним ведущим типом изменения изотопного состава пиритной серы можно признать гомогенизацию и утяжеление; отклонения относительно редки [29, 37, 50].

Более сложны структуры $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ в золоторудных месторождениях. Если исходить из обобщенных данных В.А. Буряка [15], то горизонтальная структура $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ по профилю окolorудные ореолы → осевые рудные тела отражает увеличение концентрации тяжелого изотопа серы в пирите и общую гомогенизацию изотопного состава серы. Но в других работах приводятся материалы или о росте дифференциации изотопного состава пиритной серы в направлении рудных тел, или об отсутствии заметных изменений $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ [37, 57]. Также противоречивы и результаты исследования эволюционных структур $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ [18, 194, 200], а ограниченное количество анализов изотопного состава серы пирита разных генераций не дает оснований для достоверных суждений.

В целом результаты исследований изотопного состава серы пирита вмещающих сред и рудоносных образований можно оценить как весьма спорные. В теоретическом отношении использование $\delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ при оценке происхождения пирита, особенностей его кристаллизации и для типич-

зации требует дополнительных исследований; в практическом отношении, даже если будет подтверждена устойчивость пространственных структур $\delta^{34}\text{S}_{\text{py}}$, их применение при поисках и разведке ограничено сложностью и высокой стоимостью анализа изотопного состава пиритной серы.

Глава VII

ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПИРИТА (ТЭДС_{py})

Исследования электрофизических свойств (тип проводимости и значения термоэдс, эффект Холла, параметры двойного электрического слоя, электродный потенциал, вызванная поляризация и др.) относятся к одному из наиболее интенсивно развиваемых направлений минералогии пирита. Это обусловлено естественным интересом исследователей к функциональным связям электрофизических свойств со стехиометрией, изоморфизмом и золотоносностью пирита, с физико-химическими параметрами минералообразующих сред и рядом других геологических факторов. Кроме того, реализация этих связей в пространстве рудных полей, месторождений и зон стимулирует поиски устойчивых пространственных структур электрофизических параметров, анализ их связи с концентрационными структурами золота и разработку прогнозно-поисковых критериев и методов [77, 82, 95, 97, 133, 138, 140, 141, 147-149, 154, 155, 175, 182, 206 и др.].

В пирите золоторудных месторождений преимущественно исследуются два параметра: тип проводимости (p — дырочный, n — электронный, $p+n$ — смешанный) и значения термоэдс ($\pm \text{ТЭДС}_{\text{py}}$, обратно пропорциональна концентрации носителей тока — электронов и дырок). По различным данным пирит относится к классу примесных полупроводников (температурная область примесной проводимости природных полупроводников составляет до $+300^\circ\text{C}$) с собственной дырочной проводимостью, т.е. относится к p -типу с дефицитом электронов. В то же время реальная нестехиометрия и изоморфизм в структуре пирита меняют соотношение электронов и дырок и соответственно проводимость. Например, естественный дефицит электронов может компенсироваться необратимой потерей серы в процессах высокотемпературных метаморфических преобразованиях пирита или обычным снижением потенциала серы в минералообразующих средах при повышении температуры [141, 174 и др.]. Правда, Р.Т. Шуй (1979 г.) считает влияние нестехиометрии на проводимость несущественным из-за слабых отклонений состава от идеального, а В.К. Куделя и А.И. Оставненко [82] приходят к выводу о возможности перехода $n \rightarrow p$ и при низком давлении паров серы. Смена типа проводимости пирита также достигается замещением железа донорными примесями с валентностью ≥ 3 (Ti, Cr, V), а рост концентрации акцепторных примесей в анионной группе, наоборот, приводит к формированию пирита с дырочной проводимостью [108, 141, 148, 175 и др.], (рис. 18).

Следует отметить, что пирит исключительно редко бывает одно-

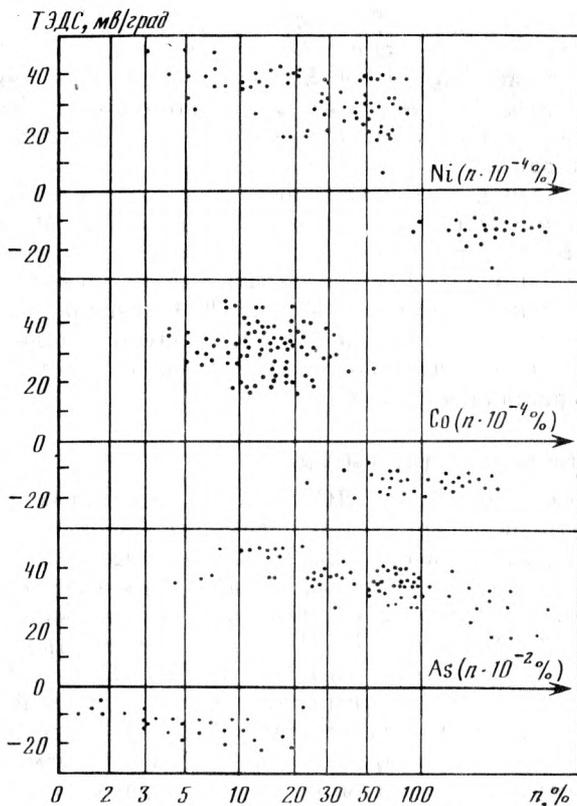


Рис. 18. Соотношение ТЭС и содержаний элементов-примесей в пирите золоторудных месторождений (по А.А. Акрамову и др. [108])

роден и его кристаллы почти всегда обладают сложными структурами нестехиометрии, концентраций изоморфных примесей и проводимости. Поэтому результирующая проводимость индивидов в целом всегда является сложной функцией нескольких регулирующих факторов, учет которых вряд ли возможен в настоящее время.

По оценке различных авторов, принципиальное значение для суждений о концентрирующих (барьерных) свойствах пирита имеет заряд поверхности кристаллов пирита, который регулирует взаимодействие кристалла с анионными и катионными комплексами металлов в минералообразующих средах. Проблема состоит в том, что между измеряемым в настоящее время зарядом поверхности индивида пирита и зарядом, которым обладал пирит в период формирования месторождения, могут быть существенные различия. Во-первых, изменение состава пирита и его проводимости в процессе роста кристалла не вызывает сомнений, а измеряемый заряд поверхности отражает только завершающий момент кристаллизации. Во-вторых, заряд пирита зависит от температуры и, следовательно, перенос измеренных параметров в область реального минералообразования с иной температурой

кристаллизации далеко не бесспорен и требует введения поправок. Например, кристаллы пирита с положительным зарядом поверхности из рудных тел месторождения Березовское содержат низкие концентрации золота. Так как этот факт противоречит большинству известных данных о связи золотоносности и проводимости пирита, то В.Г. Прохоров и Л.В. Ли [127] предполагают, что эти кристаллы в реальных условиях рудообразующего процесса (температура выше 120°С) обладали отрицательным зарядом поверхности. Интерпретация электрофизических параметров осложняется еще и тем, что кристаллы одной ассоциации пирита могут обладать разной проводимостью. По мнению Н.К. Ширенбекова и В.К. Кудели [206], однородные по электрофизическим свойствам агрегаты пирита образуются только в равновесных условиях, а в неравновесных возникают ассоциации разнопроводящих кристаллов пирита.

Пространственные структуры ТЭДС_{py}

Исследования структур ТЭДС в пирите различных генераций и генетических типов обнаруживают преимущественно зональную неоднородность в распределении типа и значений проводимости, вариации заряда поверхности различных гранных форм и скульптур граней, противоречивость аналитических данных и устанавливаемых зависимостей [17, 53, 77, 116, 123, 141, 147, 149 и др.]. Например, по данным Е.В. Розовой с соавторами [53, 148], для осадочно-диагенетического пирита Мурунтау типичен рост значений ТЭДС_{py} от +30 мВ/град в осевых частях кристаллов до +50 мВ/град в краевых зонах; в метаморфическом пирите золоторудных полей изменение ТЭДС отражено в смене типа проводимости от электронного во внутренних зонах кристалла до дырочного во внешних (табл. 42). Наоборот, метасоматический пирит обладает n-проводимостью осевой части с кубическим ограничением и p-проводимостью краевых зон с пентагон-декаэдрическим ограничением. Более сложный тип структур ТЭДС в зональных кристаллах пирита отмечают А.Ф. Коробейников и А.Я. Пшеничкин [79]: от осевых к краевым зонам кристалла тип проводимости меняется в последовательности n → n+p → p, причем она совпадает с изменением ТЭДС_{py} в рядах генераций пирита. Подобные структуры ТЭДС_{py} в индивидах, совпадающие с эволюционными структурами в генерационных рядах пирита, установлены

Таблица 42. Структуры ТЭДС в кристаллах пирита

Генетический тип пирита	Зона кристалла и ТЭДС _{py} , мВ/град		Источник данных
	внутренняя	внешняя	
I	-22	+10	Е.В. Розова, А.М. Гаврилов [148]
I	-18	+30	
I	+10	-25	Данные автора (1984 г.)
III	-5	-15	

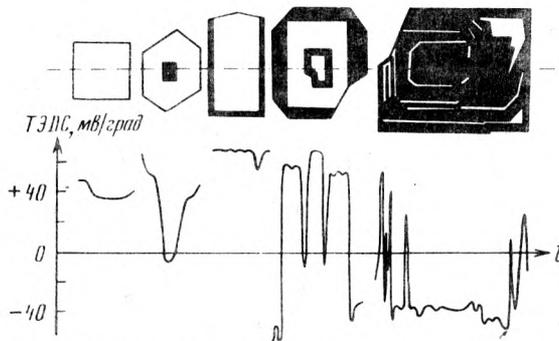


Рис. 19. Структура ТЭС в кристаллах пирита (по Е. В. Розовой, Л. В. Михайловой [149])
Черное и белое — области с электронной и дырочной проводимостью соответственно

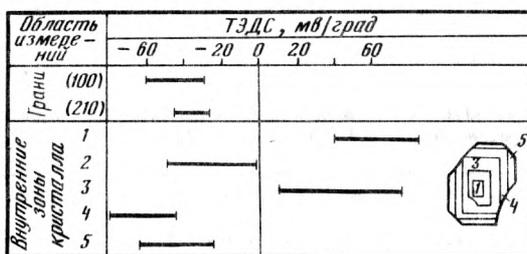


Рис. 20. ТЭС поверхности и в сечении кристалла пирита (по Е. В. Розовой [147])

и В.Н. Никулиным [107]. Вместе с тем Е.А. Борисова и др. [116] обнаружила, что в полигенерационных кристаллах пирита внешние каймы поздней генерации обладают n -проводимостью или значения ρ — проводимости во внешних зонах ниже, чем в осевых. Краевую зону отрицательных значений в индивидах поздней генерации пирита отмечает и Л.П. Викулова и др. [17].

Детальные исследования пирита рудных тел и околорудных метасоматитов часто обнаруживают более тонкую структуру ТЭС: периодическую смену зон различной проводимости, присутствие промежуточной области смешанного $n + p$ -типа, обусловленной или микрочередованием n - и p -зон [147, 149], или статистическим распределением точечных $p \rightarrow n$ -переходов [141], (рис. 19, 20).

Основным типом изменения ТЭС в рудогенных пиритах от осевой зоны к краевой в самом общем виде является смена положительного дырочного типа на отрицательный электронный [77, 123, 147, 148]. В то же время в работе В.И. Поповой [123] указывается на различие структур ТЭС_р кристаллов из околорудных березитов и друзовых кварцевых жил; кроме того, некоторые кристаллы могут обладать и положительной проводимостью внешней зоны (табл. 43, 44).

К противоречивым выводам приводит анализ зависимости типа проводимости пирита от ограничения внутренних зон и внешнего ограничения кристаллов. По данным В.И. Поповой [123], для зон с

Таблица 43. Структуры ТЭДС в кристаллах пирита золоторудного месторождения Березовское (по В.И. Поповой [123])

Среда локализации пирита	Зона кристалла (от осевой к краевой)	Форма ограничения зоны	n	ТЭДС _{py} , мв/град		
				от	до	\bar{x}
Околорудные березиты	1	{100}	7	+54	+96	+65
	2	(100) + (210)	16	-31	+20	+15
	3	{100}	55	+60	+110	+85
	4	(100) + (210)	14	+79	+99	+85
	5	{210}	10	-18	-49	-27
Друзовые полости рудных жил	1	Неизвестна	53	-40	-87	-62
	2	{410}	5	-33	-62	-43
	3	(210) + (100)	33	-26	-55	-37
	4	(111) + (100)	21	+25	+77	+60
	5	{100}	331	+50	+135	+83
	6	(100) + (210)	90	+36	+112	+68

Таблица 44. Структура ТЭДС в кристаллах пирита золоторудных месторождений Кочкарское и Березовское (по Н.Г. Коренновой [77])

Кристалл	Зона кристалла и ТЭДС _{py} , мв/град			
	центральная	промежуточная	краевая 1	краевая 2
1	-6	—	—	-10
2	+30	—	—	-10
3	+65	+65	—	—
4	+75	—	—	—
5	-35	-45	+35	—
6	+60	+60	-40	+50
7	+66	—	-35	-50

кубическим ограничением типична дырочная проводимость (независимо от возрастного положения зоны в кристалле), а для пентагондодекаэдрических зон — электронная, реже смешанная или дырочная (в последнем случае значения +ТЭДС всегда ниже, чем в кубических зонах). Наоборот, Е.В. Розова и Л.В. Михайлова [149] считают, что дырочная р-проводимость типична именно для внешних зон с пентагондодекаэдрическим ограничением, а n-зоны занимают осевое положение и относятся к кубическому пириту. Эту же зависимость проводимости от формы ограничения зон или ограничения кристаллов подтверждают исследования Н.Г. Коренновой пирита месторождений Кочкарское и Березовское: при электронной проводимости внешних зон преобладает кубическое ограничение [77].

Таким образом, если учесть различное генетическое содержание внутренней неоднородности кристаллов пирита (внутригенерационная зональность роста, генерационная зональность или зональность

обрастания генотипов), а также периодические вариации проводимости зон и различную полноту развития исследуемых кристаллов, то противоречивость тенденций изменения ТЭДС от осевых к краевым зонам представляется естественной. В самом общем виде можно предположить, что в процессе метаморфизма вмещающих сред в диагенетических кристаллах и обособлениях р-пирита формируются внешние п-зоны с дальнейшим преобразованием всего индивида в электронный тип. Наоборот, в ореолах околорудных метасоматитов исходный пирит с электронной проводимостью последовательно преобразуется в дырочный, от появления внешней р-зоны при слабых изменениях до полного преобразования в р-тип при сильных изменениях в краевых частях рудных зон [148]. В собственно рудных телах часто наблюдается смешанная проводимость кристаллов пирита и внешние п-зоны [77, 123, 124, 147].

Анализ данных по пространственному распределению значений $TЭДС_{py}$ показывает существование устойчивых региональных горизонтальных структур этого параметра [100, 108, 116, 138, 140, 148, 176, 179, 190, 206]. Во-первых, обнаружено совпадение областей развития пирита с определенным типом проводимости (или значениями $TЭДС_{py}$) и собственно продуктивной минерализации [109], (рис. 21). Во-вторых, А.А. Акрамов и др. [108] подчеркивает различия проводимости пирита рудных и безрудных участков, что подтверждается выводами В.Е. Бочарова и др. [179] и Н.К. Ширинбекова, В.К. Кудели [206] о преобладающем развитии дырочного типа пирита в области продуктивной минерализации (рис. 22, 23). Эти результаты совпадают с более ранними данными А. Матча о преимущественно дырочной проводимости пирита золотоносных участков месторождений и электронной проводимости пирита незолотоносных участков [147]. В-третьих, большинство авторов указывают на достаточно четко фиксируемые различия проводимости пирита региональных осадочно-метаморфических сред и ореолов развития рудогенной пиритизации.

Таким образом, исходя из особенностей проводимости пирита рудоносных ореолов можно предположить, что ведущей тенденцией изменения $TЭДС_{py}$ в региональных горизонтальных структурах будет увеличение относительной концентрации пирита с дырочной и смешанной проводимостью при приближении к перспективным участкам [109, 116, 148, 176, 179, 206]. Эти изменения будут более выразительными при локализации оруденения в метаморфических средах с электроотрицательным пиритом (породы средних и высоких фаций регионального метаморфизма) и менее резкими в региональных средах низких фаций метаморфизма с существенной долей пирита дырочной и смешанной проводимости.

В локальном пространстве золоторудных месторождений тип горизонтальной структуры $TЭДС_{py}$, отражающий увеличение доли дырочного пирита в направлении рудных тел, сохраняется. Например, в одной из работ Е.В. Розовой и А.М. Гаврилова [147] показано, что вдали от рудных зон пирит вмещающих сред обладает только отрицательными значениями $TЭДС_{py}$ в узком интервале. С приближе-

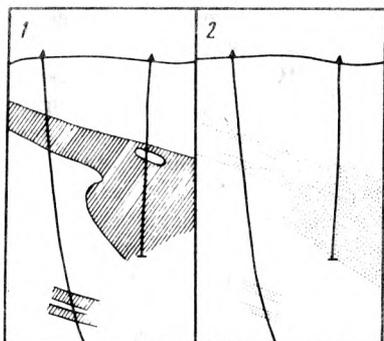


Рис. 21. Соотношение вертикальных структур ТЭДС пирита (1) и золотоносности вмещающих сред (2) в вертикальном сечении участка золоторудного месторождения (приведены контуры аномальных значений ТЭДС_{Py} и золотоносности сред (по Ю.Д. Жеребцову и др. [109])

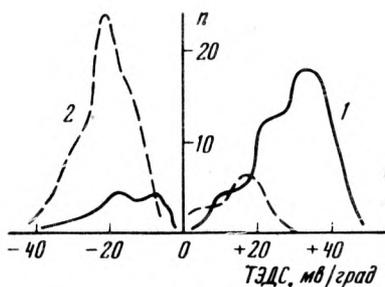


Рис. 22. ТЭДС пирита золотоносных (1) и безрудных (2) участков месторождений Калбы (по А.А. Акрамову и др. [108])

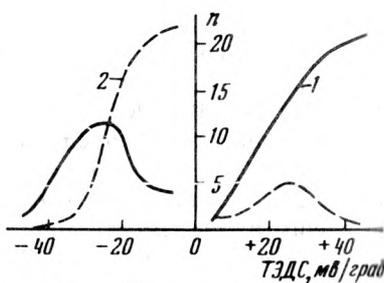


Рис. 23. ТЭДС пирита золоторудных зон (1) и слабо золотоносных вмещающих сред всяческого контакта рудных зон (2) (по Н.К. Ширинбекову и В.К. Куделе [206])

нием к рудным зонам на поверхности кристаллов пирита вначале появляются участки дырочной проводимости, затем количество их увеличивается до образования внешней р-зоны кристаллов, а уже в краевых областях рудных зон пирит углистых сланцев становится полностью дырочным (рис. 24). Изменение типа проводимости от смешанного до дырочного при приближении к рудным телам установлено Е.А. Борисовой и др. [116], а А.П. Карасев и др. [19] отмечает преимущественное развитие электронного типа пирита на флангах золоторудного месторождения и дырочного в центральных частях.

Весьма вероятно, что некоторые из приведенных данных относятся скорее к региональным горизонтальным структурам рудных полей, а не собственно структурам рудным месторождений, так как пробы пирита вмещающих сред включают осадочные и метаморфические разновидности. С переходом же к собственно локальным горизонтальным структурам рудных зон, особенно содержащих осевые жильные тела, характер изменения ТЭДС_{Py} резко меняется и становится более сложным и противоречивым. Так, анализ распределения значений ТЭДС_{Py} в рудной зоне с зональным околожильным ореолом и осевыми прожилково-жильными телами показал следующую горизон-

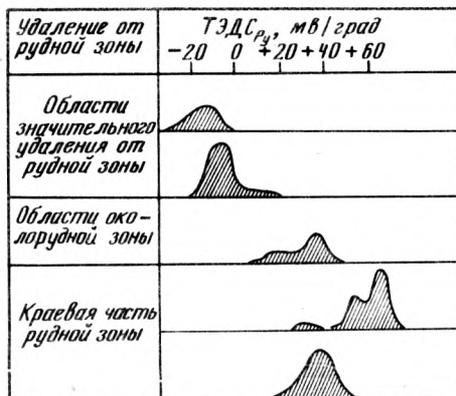


Рис. 24. Горизонтальная структура ТЭДС пирита в околорудном ореоле рудной зоны месторождения Кокпатас (по Е.В. Розовой и А.М. Гаврилову [148])

тальную структуру проводимости: только электроотрицательный пирит во внешней и промежуточной зонах околорудного ореола, дырочный пирит во внутренней зоне ореола и тот и другой тип пирита в осевых жилах и прожилках [100]. В рудных зонах месторождения Березовское типичная дырочная проводимость пирита околорудных березитов сменяется электронной проводимостью пирита кварцевых жил [138], а в месторождениях Восточного Узбекистана положительные значения ТЭДС_{py} в ореолах дорудной вкрапленности сменяются отрицательными значениями в околорудных ореолах синрудной пиритизации и осевых рудных телах [190].

Более сложная горизонтальная структура ТЭДС_{py} установлена Е.В. Розовой [147]: при переходе от прожилкового пирита вмещающих сред золоторудных месторождений к сульфидным прожилкам вблизи мощных кварцевых жил и, далее, к вкрапленному пириту этих жил проводимость пирита меняется в последовательности $p \rightarrow n+p \rightarrow n$. Иной тип изменения ТЭДС_{py} наблюдался по профилю вкрапленный пирит березитов — прожилковый пирит рудного штокверка → пирит осевых кварцевых жил [141]. По данным этой работы, на общем фоне преимущественного развития дырочного пирита концентрация электронного сначала возрастает в штокверках, а затем снижается в кварцевых жилах.

Таким образом, большинство известных данных предполагает существование различных типов изменений ТЭДС_{py} в рудных полях и месторождениях. Если учесть преимущественную локализацию золоторудных месторождений в метаморфических комплексах пород, по крайней мере средних фаций метаморфизма с преимущественно электроотрицательным пиритом, то можно предположить широкое распространение региональной горизонтальной структуры ТЭДС_{py} с усилением роли дырочного пирита в направлении рудных участков. Горизонтальные структуры рудных зон и месторождений сложнее и менее устойчивы. Хотя многие авторы и подчеркивают постоянное совпа-

Таблица 45. Вертикальные структуры ТЭДС_{py} в золоторудных месторождениях (по К.Р. Рабиновичу и др. [141])

Горизонты месторождений	n	Содержание пирита, %	
		р-пирит	п-пирит
Фронтальные	160	100	0
Верхние прифронтальные	218	80	20
Нижние прифронтальные	190	72	28
Прикорневые	200	57	43
Фронтальные	283	96	4
Верхние прифронтальные	2210	86	14
Нижние прифронтальные	946	69	31
Прикорневые	280	44	56
Фронтальные	264	86	14
Прифронтальные	908	55	45
Прикорневые	278	23	77

дение участков развития дырочного и смешанного пирита с областями повышенной золотоносности, но обычное развитие электроотрицательного пирита в кварцевожильных телах предполагает для пирита переход $r, n+r \rightarrow n$ в направлении осевых рудных тел.

Несмотря на существенные различия аналитических данных все исследователи отмечают устойчивый рост концентраций электроотрицательного пирита с увеличением глубины рудного поля и месторождения [45, 61, 79, 97, 106, 108, 133, 134, 140, 141, 152, 154, 179, 206]. Вполне естественно, что устойчивость этого типа изменения ТЭДС_{py} с глубиной вызвала многочисленные попытки разработать количественные методы оценки уровня эрозийного среза и вертикального диапазона сохранившейся (неэродированной) части месторождения.

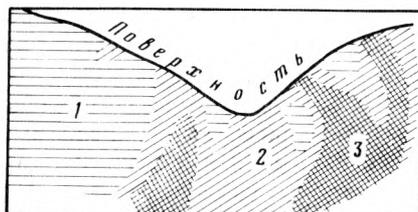
Действительно, в месторождениях с развитой кварцево-жильной системой количественные отношения дырочного и электроотрицательного пиритов часто устойчиво меняются в пользу последнего в направлении от верхних фронтальных горизонтов к промежуточным прифронтальным и прикорневым, а затем к нижним корневым [140, 141], (табл. 45). Типичность электроотрицательного пирита для нижней подрудной части месторождений подчеркивает В.Е. Бочаров и др. [179], а В.И. Красников с соавторами (1974 г.) пришел к выводу о том, что соотношение пиритов двух типов проводимости прямо пропорционально степени эродированности месторождения и при отношении $n:r + 70\%$ на поверхности эродированность объекта также близка 70%.

Вместе с тем детальные исследования вертикального распределения ТЭДС_{py} на месторождениях различных типов и регионов заставляют весьма осторожно оценить возможности количественных оценок эродированности объектов исследований. Во-первых, обнаружилось, что вертикальная структура ТЭДС_{py} в высокотемпературных и низкотемпературных месторождениях существенно различна: на средних горизонтах высокотемпературных месторождений обычно преобла-

дание дырочного пирита, а на низкотемпературных — электроотрицательного пирита [106, 108]. Во-вторых, градиент изменчивости $TЭДС_{Py}$ в вертикальном интервале также неодинаков на разных месторождениях. Поздному В.С. Сейфуллин [154] пришел к выводу, что оценочный показатель эродированности, приведенный В.И. Красниковым и др. (1974 г.), весьма условен. В-третьих, при анализе вертикальных структур $TЭДС_{Py}$ в больших вертикальных интервалах крупных месторождений установлено не однонаправленное, а более сложное изменение электропроводимости пирита с глубиной [72, 97, 134 и др.].

Рис. 25. Вертикальные структуры $TЭДС$ пирита в рудных зонах (по Н.З. Евзиковой [45])

Области 1—3 — различаются соотношением электроотрицательного и дырочного пирита



Например, Г.И. Князев и В.С. Куделя [72] обнаружили в рудных зонах месторождений волновое (периодическое) изменение $TЭДС_{Py}$ с периодом до 100-200 м. Этот тип вертикального изменения соотношения содержаний разнопроводящих пиритов и среднего значения $TЭДС_{Py}$ отмечается В.Г. Михеевым и др. [96] в пределах золоторудного месторождения Советское, а А.Я. Пшеничкиным [134] наблюдался в рудных зонах месторождений Алтае-Саянской складчатой области. Периодичность изменения $TЭДС_{Py}$ с глубиной следует из работы Н.К. Ширинбекова и В.К. Кудели [206], а материалы Н.З. Евзиковой [45] однозначно свидетельствуют о переменных вертикальных градиентах, периодичности изменений и весьма сложной в целом структуре $TЭДС_{Py}$ в вертикальных сечениях рудных зон и месторождений (рис. 25).

Исходя из анализа различных данных, В.Г. Михеев и др. [96] в итоге приходит к выводу о значительных расхождениях между глубинами фактическими и расчетными по термоэлектрическим параметрам пирита. Еще более критически оценивает эффективность применения вертикальных структур $TЭДС_{Py}$ для решения задач разведки и оценки месторождений и рудных тел Р.С. Сейфуллин [154].

Эволюционные структуры $TЭДС_{Py}$

В целом данные о характере изменения $TЭДС_{Py}$ при развитии золоторудных месторождений (в рядах генераций рудогенного пирита) противоречивы [17, 53, 79, 109, 116, 125, 141, 182, 190]. Например, в одной из ранних работ Е.В. Розовой [147] было показано, что от ранних генераций пирита к поздним его электрофизические свойства меняются неодинаково на разных месторождениях. По данным этого автора, на месторождениях Зодское и Дарасунское во времени наблюдается увеличение концентрации дырочного пирита, а на место-

рождениях Кочкарское, Кокпатасское, Бакырчикское и Юбилейное — уменьшение; на месторождении Мурунтау при переходе от ранних околорудных метасоматитов к поздним жильным телам смешанный тип проводимости пирита сменялся электронным. Позднее Ю.Г. Зарембо и Е.В. Розова [53] обнаружили более сложную эволюционную структуру ТЭДС_{py} в месторождении Мурунтау: от ранних турмалиновых прожилков к более поздним пирит-кварцевым и, далее, карбонатно-кварцевым, проводимость пирита меняется в последовательности дырочный — смешанный → дырочный. В то же время Ю.Д. Жеребцов и др. [109] уточнил, что для пирита турмалиновой и полиметаллической ассоциаций околорудных метасоматитов месторождения Мурунтау типична смешанная проводимость, а не дырочная (последняя наблюдается преимущественно в пирите золотоносной кварц-арсенопирит-пиритовой ассоциации).

На относительную устойчивость эволюционных структур ТЭДС_{py} с изменением типа проводимости пирита в последовательности электронный → смешанный → дырочный от ранних генераций пирита к поздним указывают В.Н. Никулин [107] и А.Ф. Коробейников, А.Я. Пшеничкин [79]. Характерно, что этот тип изменений совпадает со структурой ТЭДС_{py} в кристаллах пирита (изменение от внутренних зон кристалла к внешним) [79] и не зависит от влияния поздних гидротермальных процессов [107]. Это же увеличение интенсивности развития во времени дырочного пирита подчеркивается К.Р. Рабиновичем с соавторами [141] и В.А. Поповым [125], а с некоторыми уточнениями — и исследователями золоторудных месторождений Узбекистана [182]. Оно также подтверждается результатами изучения пирита двух разновременных минеральных комплексов золоторудного месторождения Чукотки (рис. 26).

Несколько иные данные приводят Е.А. Борисова и др. [116], Л.П. Викулова и др. [17], Ю.Д. Жеребцов и др. [109]. Так, в первой работе показано, что от ранних генераций к поздним тип проводимости пирита может меняться в последовательности смешанный → дырочный — смешанный; если же исходить из структуры ТЭДС_{py} в полигенерационных кристаллах пирита (внутренние зоны ранней генерации обрастаются новой поздней генерацией), то во времени наблюдается или уменьшаются значения ТЭДС_{py} при сохранении дырочной проводимости, или дырочная проводимость пирита сменяется электронной. Однотипная последовательность изменения ТЭДС_{py} приводится Ю.Д. Жеребцовым и др. [109] (рис. 27), а Л.П. Викулова с соавторами [17], поддерживая вывод об увеличении во времени концентрации дырочного пирита, в то же время отмечает обычное развитие каймы электроотрицательного пирита в дырочных кристаллах пирита поздних генераций.

Не менее противоречивы и выводы авторов о преобладающем типе эволюционной структуры ТЭДС_{py} в рудных полях (в рядах генетических типов пирита от раннего осадочного до позднего рудогенного). По данным Г.Н. Бровкова и др. [174], осадочный пирит I имеет дырочную проводимость и положительный заряд поверхности индивидов; эти параметры сохраняются при перекристаллизации оса-

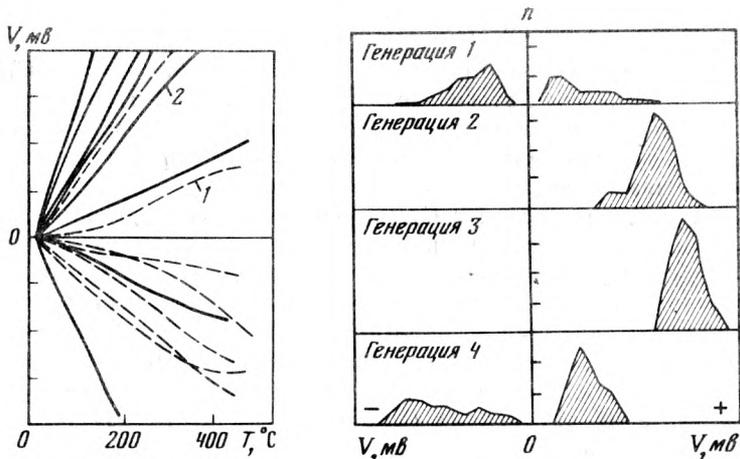


Рис. 26. ТЭДС одновременного пирита из редкометалльных (1) и золото-сурьмяных (2) гидротермалитов золоторудного месторождения Чукотки

Рис. 27. Эволюционная структура ТЭДС пирита месторождения Мурунтау (по Ю.Д. Жеребцову и др. [109])

дочного пирита в условиях низких фаций регионального метаморфизма (образование метаморфических разновидностей пирита II в интервале температур 200—250° С). При более глубокой метаморфизации вмещающих пород формируется электроотрицательный пирит и его концентрация увеличивается с ростом температуры метаморфизма.

В то же время в работе [182] приводятся данные об электронной проводимости осадочного кластогенного пирита I, а А.М. Гаврилов и Л.Н. Гриненко [29] подчеркивают типичность смешанной проводимости осадочной и метаморфической разновидностей пирита. Более того, В.А. Стульчиков с соавторами [179] установил, что пирит I осадочных пород золоторудных полей Украинского щита обладает исключительно электронной проводимостью, а более поздние разновидности агрегированного пирита (вероятно, пирит II) — смешанной и дырочной.

Пирит рудогенной генетической группы, как уже отмечалось ранее, обладает преимущественно смешанной и дырочной проводимостью; реже наблюдается существенное развитие электроотрицательного пирита и его преобладание над дырочным и смешанным типами, особенно заметное в жильных комплексах месторождений. Вместе с тем, учитывая реальные соотношения объемов метасоматических ореолов и жильных тел, можно сделать вывод о преимущественно дырочном и смешанном типах проводимости рудогенного пирита месторождений. Следовательно, если исходить из наиболее вероятного перехода дырочного пирита в электроотрицательный при направленной метаморфизации вмещающих пород, то эволюционная структура ТЭДС_{py} в рудных полях будет описываться последовательностью изменения проводимости пирита от дырочной (осадочный пирит I) до смешанной и электронной (метаморфический пирит II) и, далее, смешанной и дырочной (рудогенный пирит III).

Обсуждение данных по ТЭДС_{py}

Обобщение опубликованных и полученных данных по ТЭДС_{py} показывает, что значения этого параметра изменяются в широких пределах, причем в анализируемых фракциях пирита из различных вмещающих сред, метасоматитов и жил встречается пирит с разными абсолютными значениями ТЭДС и типом проводимости. Поэтому результирующая усредненная оценка ТЭДС_{py} конкретной разновидности (генерации, генетического типа) пирита всегда является весьма приближенной, даже при больших выборках анализов. Сложность интерпретации электрофизических данных также определяется сложной структурой ТЭДС_{py} в индивидах пирита (разные значения параметра в зонах индивида), различиями проводимости внутренних частей и поверхностей кристаллов, обычным отсутствием в опубликованных работах указаний авторов на методику и точность измерений. Все это приводит к выводу, что сравнение абсолютных значений среднего ТЭДС_{py} из разных работ не может быть корректным и возможен только анализ тенденций пространственно-временного изменения типа проводимости.

Горизонтальные структуры ТЭДС_{py} в рудных полях описываются устойчивым переходом электроотрицательного пирита региональных комплексов вмещающих пород в смешанные и дырочные разновидности пирита рудоносных ореолов. Эволюционные структуры ТЭДС_{py} в рудных полях более сложны и при всех различиях и противоречивости данных отражают изменение типа проводимости пирита в последовательности дырочной — смешанный и электронный — смешанный и дырочный. Весьма вероятно, что эти различия горизонтальной и эволюционной структур ТЭДС_{py} в рудных полях обусловлены преимущественным анализом метаморфических кристаллов из фракций пирита вмещающих сред (без учета осадочных форм). Поэтому следует отметить, что горизонтальные структуры учитывают только переход от метаморфического к рудогенному пириту из общего эволюционного ряда пирита от осадочного к метаморфическому и, далее, к рудогенному.

Наиболее разнообразны горизонтальные и эволюционные структуры ТЭДС_{py} в золоторудных и золото-серебряных месторождениях: от внешних околорудных ореолов к осевым рудным телам и от ранних генераций пирита к поздним тип проводимости пирита меняется в различной последовательности. Например, в горизонтальных профилях с приближением (переходом) к осевым рудным телам увеличивается интенсивность развития или электроотрицательного пирита, или дырочного, или смешанного (табл. 46).

Подобное разнообразие горизонтальных структур может быть связано со следующими причинами. Во-первых, структура может зависеть от положения анализируемого сечения (профиля) в вертикальном интервале месторождения, что подтверждается данными об изменении проводимости пирита с глубиной. Во-вторых, обращает на себя внимание развитие электроотрицательного пирита в жильных телах и преобладание смешанных и дырочных разновидностей в метасоматитах. Следовательно, в разных типах рудных зон (с осевыми

Таблица 46. Горизонтальные структуры ТЭДС_{py} в золоторудных и золото-серебряных месторождениях (обобщенные данные)

Характеристика структуры ТЭДС _{py}	Изменение ТЭДС _{py} с приближением к рудному телу	Источник данных
В общем виде	$p - n$	[138, 141]
	$n + p \rightarrow n$	[147]
	$n - n + p$	[100, 190]
	$n - p$	[148]
В ореолах околорудных метасоматитов	$n - p$	[100]

Таблица 47. Эволюционные структуры ТЭДС_{py} в золоторудных и золото-серебряных месторождениях (обобщенные данные)

Характеристика структуры ТЭДС _{py}	Изменение ТЭДС _{py} в рядах генераций пирита	Источник данных
В общем виде	$p - n$	[109, 138, 141, 190]
	$p - n + p$	[190]
	$n + p - n$	[147]
	$- p$	[125, 141, 182]
	$n - p$	[148]; данные автора (1984 г.)
	$n + p - p - n + p$	[109, 116]
В полигенерационных индивидах	$n - p$	[79]
	$p_1 - p_2 (p_1 > p_2)$	[17]
		[116]

жилами или телами прожилково-вкрапленной минерализации) горизонтальные структуры ТЭДС_{py} могут различаться.

От ранних к поздним генерациям пирита золоторудных и золото-серебряных месторождений изменение типа проводимости неустойчиво: наблюдается увеличение концентраций какого-либо одного пирита (электроотрицательного, дырочного, смешанного) или периодическое изменение преобладающей проводимости (табл. 47). При этом принципиально различаются выводы авторов опубликованных работ в зависимости от спектра (полноты) анализируемых генераций пирита. Так, сравнение раннего пирита из прожилково-вкрапленной минерализации и позднего пирита кварцево-жильных комплексов показывает появление электронной проводимости у позднего пирита [147]. Это совпадает с выводами об электронной проводимости пирита наиболее поздних генераций [17, 109]. Но в других работах приводятся материалы о преимущественном развитии электроотрицательного пирита в наиболее ранних ассоциациях [79, 148], что подтверждается анализом последовательности изменения ТЭДС_{py} в полигенерационных

индивидах [17] и исследованиями зависимости проводимости пирита от температуры его кристаллизации.

Непротиворечиво согласовать приведенные данные можно только признавая существование более сложной обобщенной эволюционной структуры ТЭДС_{py} с разнонаправленным изменением типа проводимости пирита от наиболее ранних к наиболее поздним генерациям. Учитывая постоянно отмечаемое совпадение областей развития продуктивных ассоциаций и пирита со смешанной и дырочной проводимостью, можно предположить, что для продуктивных генераций пирита типичны именно эти типы проводимости. Тогда обобщенный ряд проводимости пирита от ранних допродуктивных ассоциаций к наиболее поздним послепродуктивным будет соответствовать последовательности электронный → дырочный → электронный или, вероятнее, электронный → смешанный → дырочный → смешанный → электронный, где промежуточные значения принадлежат генерациям пирита продуктивных ассоциаций. Если это предположение верно, то противоречивость выводов различных авторов о характере изменения проводимости пирита в рядах генераций легко объяснимы: при анализе пирита допродуктивных и продуктивных ассоциаций фиксируется эволюция проводимости от электронной к смешанной и дырочной, а при анализе пирита продуктивных и послепродуктивных ассоциаций — обратная последовательность.

Анализ вертикальных структур ТЭДС_{py} в пределах рудных зон и месторождений приводит к выводу, что в настоящее время переход от качественной к количественной оценке уровня эрозионного среза месторождения по параметрам ТЭДС_{py} вряд-ли возможен. В то же время нет оснований безоговорочно принимать и вывод Р.С. Сейфуллина [154] о том, что для оценки эрозионного среза месторождения электрофизические параметры пирита вообще неэффективны, т.к. определение устойчивой пространственной структуры электрофизических параметров пирита и ее практическое применение принципиально возможно.

Глава VIII

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПИРИТА

Из всех кристалломорфологических свойств пирита (форма кристаллов, развитие граней в комбинациях, скульптура граней и поверхностей, внутреннее строение индивидов и др.) наибольший интерес вызывает форма кристаллов. Это обусловлено ее широким разнообразием, устойчивостью при химических и физических преобразованиях, закономерными изменениями во времени и пространстве, в различных типах вмещающих сред и гидротермалитов. Кроме того, форма кристаллов функционально связана с физико-химическими параметрами кристаллизации, а ее пространственная изменчивость может использоваться при решении прогнозно-поисковых и разведочных задач [38, 45, 125, 126, 170 и др.].

Генетические аспекты кристалломорфологии пирита рассматривались многими исследователями. В результате установлена причинная связь формы кристаллов пирита с кинетикой его роста (В.С. Соколов), с пересыщением минералообразующих растворов (И. Костов), кислотностью и щелочностью среды кристаллизации (В.А. Попов), температурой кристаллизации (А.Я. Пшеничкин), термическими воздействиями на пирит (А.К. Воронков, В.Г. Яковлев), типом метасоматических преобразований пород (В.Ф. Гуреев; С.Д. Шер и др.) и другими факторами.

Прикладные аспекты кристалломорфологии пирита исследовались Н.З. Евзиковой, В.А. Поповым, В.Г. Прохоровым, В.Ф. Гуреевым, М.М. Старовой и многими другими авторами. В результате установлено общее совпадение ореолов продуктивной минерализации и областей развития определенных форм пирита [121], закономерное изменение облика пирита шлиховых ореолов в зависимости от положения коренного источника [38, 45], а также вполне определенные типы распределения различных форм кристаллов пирита в рудных полях, месторождениях и зонах.

Перечисленные результаты исследований подтверждают научную и практическую перспективность анализа изменчивости форм кристаллов пирита во времени и пространстве. Вместе с тем эффективное использование данного признака пирита для решения задач поиска, оценки и разведки золоторудных месторождений довольно проблематично из-за противоречивости исходных данных и неоднозначности выводов. Например, М.Д. Увадьев [190] пришел к заключению, что морфметрия, структура индивидов и агрегатов не позволяют однозначно классифицировать широкий спектр разновидностей пирита, а В.А. Попов [125] считает, что разнообразие и количество схем эволюции форм кристаллов пирита на разных месторождениях обусловлены не столько объективно существующими различиями эволюции месторождений, сколько их разной изученностью. А.Я. Пшеничкин [134] характеризует ситуацию еще более определенно: по его мнению, единой схемы изменения форм кристаллов пирита во времени и пространстве для какого-либо класса месторождений не установлено и вряд ли она вообще существует.

Таким образом, выводы перечисленных авторов ставят под сомнение существование устойчивых пространственных и эволюционных структур форм кристаллов пирита и, следовательно, целесообразность применения этого признака пирита в практике поиска и разведки. Наиболее вероятная причина столь пессимистического вывода состоит в излишней детализации исследований и охвате слишком широкого спектра кристалломорфологических признаков. Во-первых, даже самые детальные гониометрические и фотогониометрические исследования форм кристаллов, проведенные на единичных месторождениях, не приводят к обнаружению наиболее общих, устойчивых зависимостей. Во-вторых, изучения большого количества признаков сильно усложняет процедуру обобщения и соответственно поиск общих закономерностей. Например, по материалам некоторых работ в собственно золоторудных месторождениях установлено до 30 простых форм

кристаллов пирита [46, 138, 202 и др.]; с учетом комбинаций этих простых форм кристаллов пирита и разной степени развития граней общее количество морфологических типов кристаллов, их рядов и групп весьма велико [138]. Естественно, что попытки анализа пространственно-временной изменчивости форм кристаллов пирита на разных месторождениях с учетом большого количества простых форм и их комбинаций приводят к несопоставимым результатам.

Можно сделать вывод, что решение проблемы поиска устойчивых пространственно-временных структур форм кристаллов пирита, общих для большой группы (класса) золоторудных месторождений, требует ограничения количества исследуемых признаков. В связи с этим следует отметить, что почти все авторы опубликованных работ по кристалломорфологии пирита отмечают абсолютное преобладание в золоторудных месторождениях трех основных форм кристаллов пирита: кубической {100}, пентагондодекаэдрической {210} и октаэдрической {111}. Суммарное количество кубических, пентагондодекаэдрических и октаэдрических кристаллов в золоторудных месторождениях обычно более 50%, а часто достигает 90% и более [45, 134, 202, 204]. Только в отдельных месторождениях отмечается аномальное развитие кристаллов других форм, например до 50% кристаллов формы {321} в месторождениях Восточного Саяна [134]. А так как облик кристаллов в большинстве месторождений обусловлен комбинацией форм {100}, {210} и {111} (с преобладанием одной из этих форм), то поиск устойчивых пространственно-временных структур форм кристаллов пирита целесообразно ограничить анализом соотношений этих трех основных простых форм кристаллов во времени и пространстве.

Пространственные структуры форм пирита

Реальные индивиды и кристаллы пирита почти всегда неоднородны и содержат участки, блоки и зоны разной формы, которые отличаются по цвету, отражательной способности, дефектности и другим признакам. Неоднородность индивидов часто подчеркивается разной микроструктурой внутренних и внешних частей (зон): скелетной структурой осевой части и полнокристаллической структурой внешней зоны [120], радиально-лучистым строением ядра индивида и однородностью краевой зоны [182], макрозональной структурой внутренних частей и микрозональной структурой внешних частей [29, 36], собственно пиритовым ядром и чередованием пиритовых и кварц-карбонат-серицитовых микрозон во внешней части индивида [170]. Иногда изменение формы пирита в процессе его роста фиксируется изменением конфигурации внутренней зоны кристалла, признаками растворения ядерной части с последующей регенерацией индивида [53], распределением включений рудных и нерудных минералов, микрофрагментов вмещающих пород [148]. Внутренняя неоднородность кристаллов пирита может быть обусловлена переменным составом разных зон, последовательным обрастанием ранней генерации пирита более поздней генерацией и раннего генетического



Рис. 28. Эволюционные структуры формы кристаллов пирита в жильных гидротермалитах золоторудного месторождения Чукотки

типа пирита (например, осадочного) поздним генотипом (например, метаморфическим или рудогенным). Все перечисленные признаки неоднородности внутреннего строения индивидов и кристаллов пирита в той или иной степени отражают особенности развития пирита и фиксируют промежуточные формы роста (рис. 28).

Наибольший интерес представляет анализ зональных структур кристаллов. Так как форма и характер границ разных зон кристалла различаются между собой [12], а контуры внутренних зон могут не совпадать с внешним ограничением кристалла [74] и закономерно меняться от внутренних частей кристалла к внешним [31, 118, 150 и др.], то анализ этой изменчивости позволяет проследить общую эволюцию формы кристалла пирита в процессе его роста.

Анализ внутреннего строения кристаллов пирита различных генетических групп показывает, что их рост имеет существенные отличия. Так, для осадочных индивидов пирита типична микро-и макро-блоковая неоднородность, сферолитовые и глобулярные структуры и относительно редкое развитие зональных микроструктур. В кристаллах пирита метаморфической генетической группы зональная структура наблюдается чаще, но в виде немногочисленных широких зон с разным насыщением включениями алюмосиликатов, карбонатов, ильменита, титаномагнетита и фрагментов вмещающих сред: зональность обычно неявно выражена, с постепенными переходами между зонами.

Наиболее выразительна зональность в кристаллах пирита рудогенной генетической группы. Микроструктура индивидов часто дискретно-зональная, с резкими границами и различной конфигурацией зон. При отсутствии внутриминерализационных хрупких деформаций, растворения и регенерации зон при резкой смене условий кристаллизации, четко наблюдается последовательное изменение конфигурации зон от осевых к краевым, фиксирующее эволюцию формы кристалла пирита в процессе роста. Для рудогенного пирита это изменение конфигурации зон устойчиво и свидетельствует о переходе кубических кристаллов в пентагондодекаэдрические [53, 202]. В крупных кристаллах пирита месторождения Березовское установлена более сложная последовательность изменения формы в процессе роста кристалла (эволюционная структура форм пирита): в осевой части кристалла наблюдается последовательность $\{100\} \rightarrow \{(100)+(210)\} \rightarrow \{210\}$,

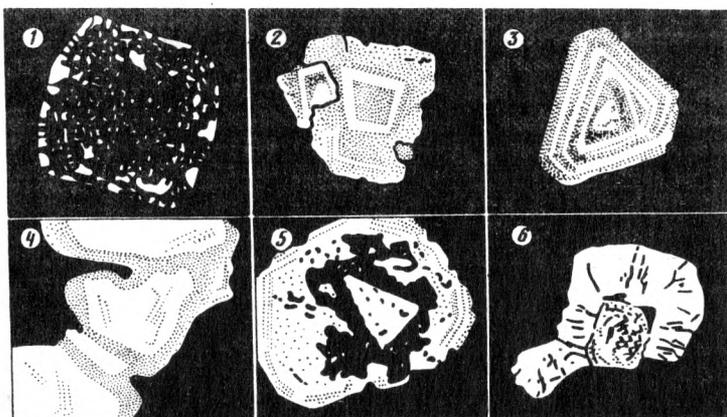


Рис. 29. Микроструктуры индивидов пирита в гидротермалитах золоторудных месторождений Центральной Колымы и Чукотки

1 — метакристалл в окварцованных алевролитах; 2, 3 — макро- и микрizonaльные пириты золотоносных жил; 4 — структуры растворения—регенерации пирита сульфидных руд; 5 — полигенный индивид с кластогенным ядром, промежуточной метаморфической и рудогенной краевой зонами; 6 — полигенный индивид с глобулярным ядром и метаморфической оболочкой в рудносых зонах смятия черносланцевых сред

ограниченная зоной внутриминерализационного дробления; дальнейший рост кристалла сопровождался эволюцией формы в последовательности $(100)+(111) \rightarrow \{100\} \rightarrow (100)+(210) \rightarrow \{210\}$. Эта эволюционная структура свидетельствует, по мнению В.И. Попова [123], о резком изменении условий кристаллизации пирита после перерыва роста, зафиксированного признаками внутриминерализационных деформаций.

Зональная структура индивидов и кристаллов, в которых зоны представлены пиритом разных генетических групп, позволяет проследить эволюцию формы пирита при последовательном развитии осадочной, метаморфической и рудогенной пиритизации. В таких "полигенетических" кристаллах обычно наблюдается реликтовое радиально-лучистое [182] и глобулярное [170] ядро пирита I, которое окружено каймой метаморфического пирита II с кубическим ограничением; наиболее широко распространены каймы кубического метаморфического пирита вокруг кластогенного и фрамбоидального (глобулярного) ядра осадочного пирита в метаморфизованных углеродистых средах (рис. 29). Иногда микросферолиты пирита I заключены в тонкокристаллическую оболочку пирита II [157], а в некоторых сульфидных овоидах наблюдается дальнейшее изменение формы метаморфического пирита: или наследование ранней кубической формы ядра более поздней внешней зоной, или смена кубической формы пентагондодекаэдрической, октаэдрической и комбинацией этих двух форм [97]. Наибольший интерес представляют сравнительно редкие кристаллы, совмещающие все три генетических типа пирита. По данным М.М. Старовой [170], в таких кристаллах реликтовый глобулярный пирит I в центре кристалла сменяется зоной $\{100\}$ метаморфического пирита II, затем зоной $\{210\}$ раннего рудогенного пирита III и, далее, внешней

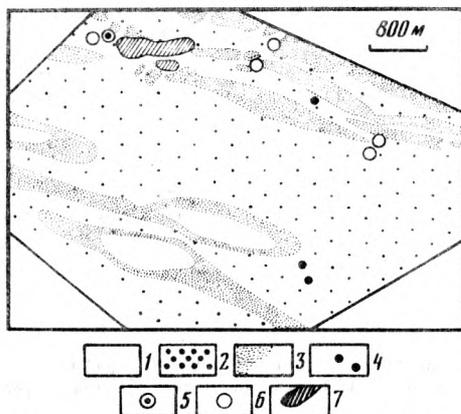


Рис. 30. Горизонтальная структура форм пирита в рудном поле (по С.Д. Шеру, Д.В. Демченко [204])

1 — пирит отсутствует; 2 — спектр искаженных форм метаморфических кристаллов; 3 — скелетные формы; 4 — кубооктаэдры, 5 — кубы с комбинационной штриховкой граней; 6 — кубы с пентагондодекаэдрической внешней каймой; 7 — комбинация граней (100) + (210) и пентагондодекаэдры

зоной {100} позднего рудогенного пирита полиметаллической ассоциации.

Перспективность анализа региональных и локальных пространственных вариаций кристалломорфологических признаков пирита подтверждается многими исследованиями. Например, почти все авторы известных работ по кристалломорфологии пирита золоторудных месторождений указывают на закономерное изменение в рудных полях при приближении к рудоносным участкам различных свойств пирита. Например, в направлении рудоносных ореолов наблюдается увеличение количества форм кристаллов [79] и зональных индивидов [126], рост сложности облика кристаллов [21] и контуров внутренних зон индивидов [188], изменение характера искажения граней [150], уменьшение [21] или увеличение [100] размеров индивидов, изменение скульптуры граней и других свойств. Эти изменения кристалломорфологических свойств пирита обнаруживаются на значительных территориях [46, 59, 78, 97, 101, 182, 203, 204], в пределах месторождений [8, 202] и рудных зон [45, 100, 134, 138, 150], по простиранию или вкрест простирания рудных тел [7, 45, 46, 121, 134].

Региональные горизонтальные структуры форм пирита определяются по развитию новообразованных форм рудогенного пирита на общем фоне регионального распространения глобулярного осадочного и кубического метаморфического пиритов [59, 101, 170, 204]. Наиболее отчетливо выделяются локальные участки преобладания пентагондодекаэдрических кристаллов пирита, в общем виде совпадающие с ореолами продуктивной минерализации. Это наблюдается в разных регионах и типах вмещающих пород: в Ленском золоторудном районе [204], Восточном Узбекистане [182], Казахстане [101] и др. Иногда на общем региональном фоне кубических форм пирита фиксируются

Таблица 48. Горизонтальные и вертикальные структуры форм пирита в околорудных метасоматитах (по М.Д. Увадьеву [190])

Горизонты месторождения	Зона околорудного ореола и преобладающая форма кристаллов пирита		
	внешняя	промежуточная	внутренняя
Верхние	{100}	{100} {210}	Широкий спектр форм {100}, {210} {100}
Средние	{100}	{100}	
Нижние	{100}	{100}	

Таблица 49. Горизонтальная структура форм пирита в рудной зоне золото-серебряного месторождения (по Н.З. Евзиковой, Н.С. Белевской [46])

Среда локализации пирита	n	Форма и содержание кристаллов пирита этой формы, %				
		{100}	(100) + (210)	{210}	(210) + (111)	{111}
Вмещающие пропилиты	81	90	6	0	4	0
Окварцованные пропилиты (около первого контакта)	144	3	64	33	0	0
Осевая кварцевая рудная зона	23	0	0	0	61	39
	13	0	0	0	93	7
	13	0	23	0	77	0
Окварцованные пропилиты (около второго контакта)	37	0	8	92	0	0

локальные области, в которых почти все кубические кристаллы осложнены гранями октаэдра, хотя по геологической ситуации эти области ничем не отличаются от окружающих территорий [204], (рис. 30). Появление и развитие граней октаэдра на кристаллах пирита (до 20-40% от общего количества кристаллов) наблюдается и при приближении к гранитоидным телам в осадочно-метаморфических средах, что может быть связано с температурным влиянием гранитоидов [38].

В локальных горизонтальных сечениях рудных месторождений развитие пентагондодекаэдрических граней (от появления грубой штриховки на гранях куба до собственно граней пентагондодекаэдра) установлено уже при приближении к зонам ранних метасоматических изменений [170] и начинает преобладать в рудоносных метасоматитах и рудных зонах. Иногда преобладание кубической формы сохраняется в околорудных ореолах [45, 148] и вблизи рудных зон или уступает другим формам кристаллов пирита: например, кубическая форма сохраняет преимущество в березитах и распространена в подчиненном количестве в пропилитах [100]. Более сложные горизонтальные структуры форм пирита отмечает М.Д. Увадьев [188, 190]: в направлении к рудным телам псевдоморфозы пирита по магнетиту сменяются простыми кубическими кристаллами и, далее, кри-

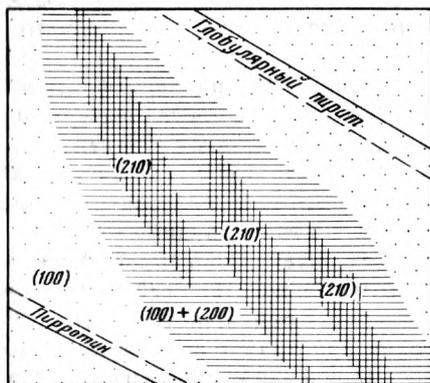


Рис. 31. Вертикальная структура форм пирита в прожилково-вкрапленной рудной зоне (вертикальный диапазон — 120 м) (по М.М. Старовой [170])

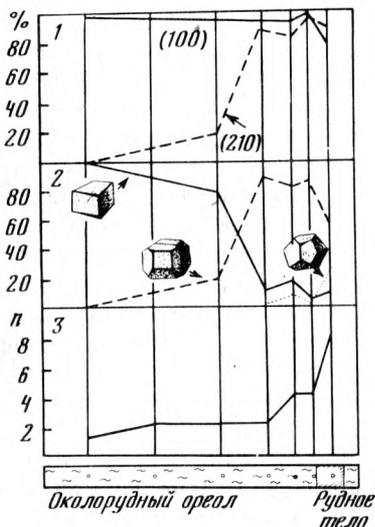


Рис. 32. Горизонтальные структуры кристалломорфологических параметров пирита в рудной зоне (по Д.Я. Пшеничкину [134])

1 — грани в комбинациях; 2 — морфологические типы кристаллов; 3 — количество морфологических типов кристаллов

сталлами с комбинацией граней (100) + (210), реже (100)+(210)+(111). При этом горизонтальные структуры форм пирита различаются в зависимости от глубины (горизонта месторождения) (табл. 48).

Однотипная последовательность изменения формы кристаллов пирита, в общем виде соответствующая ряду форм {100} → {210} → {111}, преобладает при переходе от околорудных метасоматитов к осевым рудным телам, а также наблюдается для месторождений в целом — в направлении от их флангов к центральным частям [8]. Так, при переходе от околорудных метасоматитов к осевым золоторудным жилам месторождения Кочбулакское облик кристаллов пирита изменяется от форм {100}, {210}, (100)+(210) до (100)+(111), (100)+(210) [150]. Это согласуется с данными М.М. Старовой [170] о распределении форм кристаллов пирита в прожилково-вкрапленных рудных зонах и с выводами Н.З. Евзиковой и Н.С. Беленькой [45, 46] об аномальном развитии октаэдрических кристаллов в осевых рудных телах (рис. 31, табл. 49).

Увеличение относительной концентрации пентагондодекаэдрических и октаэдрических кристаллов при переходе от околорудных ореолов к осевым рудным телам наблюдается в большинстве золоторудных месторождений различных регионов. Например, в месторождениях Узбекистана в направлении рудных тел увеличивается интенсивность развития форм {210} и {111}, достигая максимальной в осевом рудном теле, причем это изменение форм пирита наблюдается со стороны одного и другого контакта рудного тела [182]. В месторождениях

Алтае-Саянской складчатой области для околорудных метасоматитов типичны комбинации граней (100)+(210), а для осевых рудных тел формы {111}, {210}, {100} и {321} [133]. Позднее один из авторов цитируемой работы отметил общий рост количества пентагондодекаэдрических кристаллов и морфологических типов пирита при приближении к рудному телу [134], (рис. 32).

Таким образом, обобщенная горизонтальная структура форм пирита в золоторудных месторождениях описывается последовательным увеличением интенсивности развития граней и простых форм пентагондодекаэдра и октаэдра. К этому выводу приходит и Н.С. Беленькая [7, 46] на основании обобщенных данных по пространственной изменчивости кристалломорфологии пирита в золоторудных месторождениях: горизонтальная структура соответствует обобщенной последовательности форм пирита {100} → (100)+(210) → {210} → (210)+(111) → {111}. Отклонения от этой последовательности редки: иногда ореол распространения пентагондодекаэдрических кристаллов шире кубических и, следовательно, возможно некоторое увеличение кубических кристаллов в направлении к рудным телам; увеличение количества кубических кристаллов в этом направлении также возможно из-за развития мелкокристаллического кубического пирита в продуктивных ассоциациях осевых кварцевых жил [121].

Вертикальные структуры форм пирита в золоторудных месторождениях анализировались многими авторами [7, 8, 45, 79, 134, 163, 164, 165, 202 и др.]. По их данным существование вариаций форм пирита в вертикальном диапазоне подтверждается различиями форм кристаллов, во-первых, на разных горизонтах и, во-вторых, на разных участках единых рудных тел, занимающих неодинаковое вертикальное положение из-за тектонических смещений. Реже изменение форм кристаллов пирита с глубиной не наблюдается (например, в интервале 400 м в центральной части месторождения Мурунтау [182]) или это изменение незначительно [7]. Правда, в последней работе отмечается, что при отсутствии заметных изменений с глубиной соотношений форм {100}, {210} и {111}, все же отчетливо фиксируется уменьшение разнообразия форм и упрощение облика кристаллов в результате исчезновения второстепенных граней.

Анализ опубликованных материалов обнаруживает существенные различия вертикальных структур форм пирита в разных месторождениях и рудных зонах. Например, по данным Б.В. Чеснокова и В.И. Поповой [202], форма пирита с глубиной меняется от пентагондодекаэдрической до преимущественно кубической при последовательном уменьшении степени развития пентагондодекаэдрических граней в комбинации (100)+(210). Исчезновение пентагондодекаэдрической формы с глубиной установлено В.Г. Михеевым и др. [96] на месторождении Советское. Детальные исследования Н.С. Беленькой [7, 8] зафиксировали устойчивую последовательность смены форм пирита {111} → {210} → {100} от верхних горизонтов месторождения к средним и, далее, к нижним; более детально вертикальная структура форм отражает последовательность {111} → (111)+(210) → (210)+(100) → {100}. В целом поддерживая эту схему вертикального

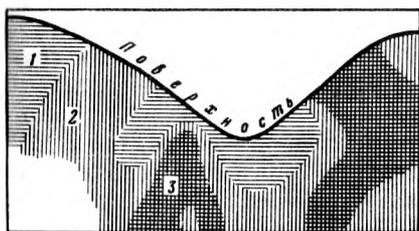


Рис. 33. Вертикальная структура форм пирита в золоторудной зоне (по Н.З. Евзиковой [45])
1—3 — области: 1 — максимального развития ранних форм, 2 — переменных соотношений ранних и поздних форм, 3 — преобладания поздних форм

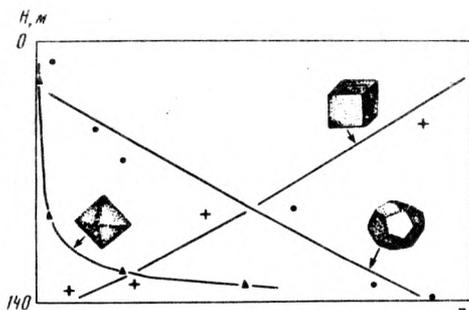


Рис. 34. Обобщенная вертикальная структура форм пирита (по С.К. Смирновой, Т.И. Ясколко [164])

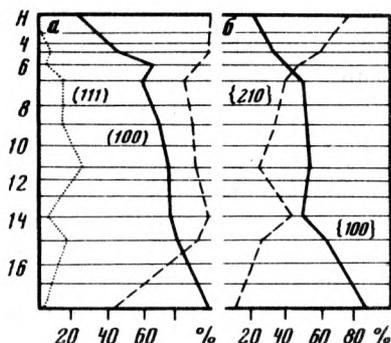


Рис. 35. Вертикальные структуры интенсивности развития граней (а) и форм (б) кристаллов пирита (H — горизонты) (по А.Я. Пшеничкину [134])

изменения форм пирита, Н.З. Евзикова [45] для золоторудной жилы одного из месторождений Дальнего Востока приводит только фрагмент $\{111\} \rightarrow (210)+(111) \rightarrow \{210\}$ общей структуры Н.С. Беленькой и, кроме того, ее данные свидетельствуют о достаточно сложном распределении форм пирита в плоскости рудного тела (рис. 33).

Вместе с тем известны и другие типы вертикального распределения форм пирита в золоторудных месторождениях. Например, в месторождениях Восточного Узбекистана на верхних горизонтах преобладает кубическая форма, которая с глубиной сменяется комбинацией $(100)+(210)$; на глубине собственно кубические, пентагондодекаэдрические и октаэдрические кристаллы уступают в развитии комбинации $(100)+(210)$, особенно октаэдрические кристаллы, но наблюдается некоторое увеличение частоты встречаемости октаэдрических граней [163—165]. На еще более глубоких горизонтах комбинация граней $(100)+(210)$ резко сменяется преимущественным развитием (до 90%) пентагондодекаэдрических кристаллов (рис. 34).

Более сложные вертикальные структуры форм пирита установлены А.Я. Пшеничкиным [134]: подчеркивая характерность кубической формы кристаллов пирита для прикорневых частей рудных тел и пре-

имущественное изменение форм с глубиной от пентагондодекаэдрической до кубической, он указывает на противоположное и периодическое изменение форм пирита с глубиной в месторождениях Алтае-Саянской складчатой области. При этом частота встречаемости граней в комбинациях и интенсивность развития кристаллов определенного облика могут меняться с глубиной однонаправленно или образовывать отчетливый максимум (например, грани октаэдра) (рис. 35). Преобладание кубической формы на верхних горизонтах и появление октаэдрической на нижних горизонтах упоминает Л.П. Викулова и др. [17].

Эволюционные структуры форм пирита

Многочисленные данные о форме кристаллов пирита в различных ассоциациях, парагенезисах и генерациях обнаруживают широкое разнообразие схем изменения этого параметра во времени [17, 20, 35, 45, 46, 53, 79, 87, 101, 120, 121, 125, 126, 150, 170, 182, 202]. В.А. Попов [125], анализируя материалы разных исследователей, приходит к выводу о том, что количество эволюционных структур форм пирита в конкретном месторождении увеличивается по мере его изучения, причем они становятся все более разнообразными и противоречивыми. В то же время другие исследователи приходят к противоположному выводу о существовании относительно устойчивых эволюционных структур форм пирита в золоторудных месторождениях разных типов и в разных регионах. Например, в работах Н.З. Евзиковой и Н.С. Беленькой [45, 46] приводится обобщенная схема смены форм кристаллов пирита во времени, типичная для многих месторождений: $\{100\} \rightarrow (100) + (210) \rightarrow \{210\} \rightarrow (210)+(111) \rightarrow \{111\}$ (рис. 36).

Наиболее распространенной в золоторудных месторождениях является последовательность смены форм пирита во времени, отражающая увеличение интенсивности развития пентагондодекаэдрической формы. По данным Б.В. Чеснокова и В.И. Попова [202] последовательное развитие граней пентагондодекаэдра наблюдается от их зарождения в виде грубой штриховки на гранях кубических кристаллов месторождения Березовское до комбинации $(100)+(210)$ и собственно пентагондодекаэдрических кристаллов. Однотипная последовательность смены форм установлена П.И. Полторыхиным [120] в золоторудных месторождениях Кызыловской региональной зоны смятия, а увеличение развития граней (210) с появлением граней (111) в наиболее поздних парагенезисах обычно для золоторудных месторождений Узбекистана [182]. Близкие результаты по эволюционной изменчивости форм пирита были получены В.М. Маркиной [87] для серии разновременных минеральных ассоциаций (от предрудных до послерудных) золото-серебряного проявления Алмалыкского района (табл. 50).

Обобщенные материалы по эволюции форм пирита от продуктивных до послепродуктивных ассоциаций в прожилково-вкрапленных месторождениях показывают, что в ранних ассоциациях более типичны кристаллы с комбинацией граней $(100)+(210)+(111)$, чем в более поздних,

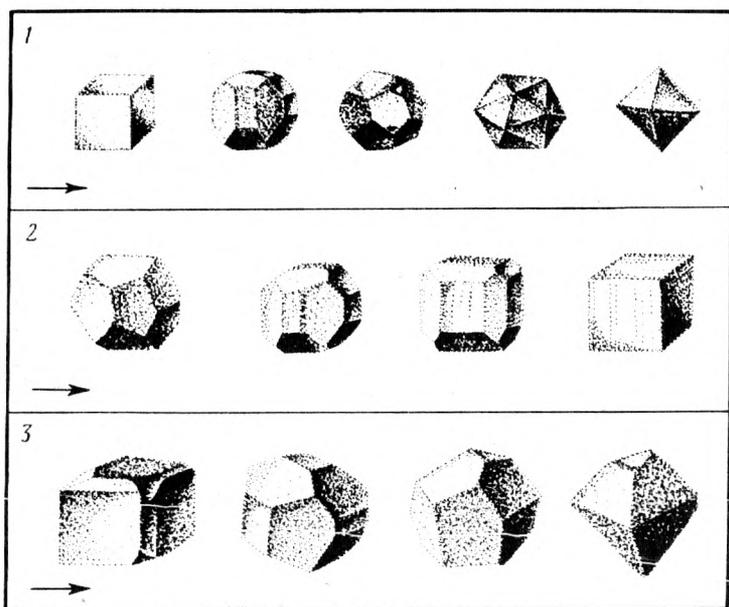


Рис. 36. Эволюционные структуры форм пирита в золоторудных месторождениях
 1 — для группы золоторудных месторождений (по Н.З. Евзиковой, Н.С. Беленькой [46]); 2 — Ирокиндинское месторождение (по И.В. Попивняк [121]); 3 — золоторудное месторождение Чукотки

для которых отмечается преобладание октаэдрических граней в кристаллах [20]. В некоторых месторождениях эволюция форм пирита слабо выражена, но эта невыразительность компенсируется заметным изменением скульптур граней: например, при устойчивом преобладании кубических кристаллов в серии разновременных ранних ассоциаций наблюдается смена гладких граней куба сначала гранями с тонкой штриховкой, а затем гранями с грубой штриховкой [87, 202].

В то же время в некоторых месторождениях наблюдалась иная последовательность смены форм пирита, отражающая увеличение интенсивности развития граней куба; эта последовательность наиболее типична при переходе от продуктивных к поздне- и послепродуктивным ассоциациям пирита [17, 53, 110, 121, 170, 182]. Так, по данным Ю.Г. Зарембо и Е.В. Розовой [53], кубические кристаллы пирита характерны для послепродуктивных ассоциаций рисовидного и розеточного кварца. Л.П. Викулова и др. [17] отмечает развитие кубических кристаллов с грубой штриховкой в поздних карбонатно-кварцевых прожилках, а И.В. Попивняк [121] и М.М. Старова [170] однозначно указывают на смену во времени ранней пентагондодекаэдрической формы поздней кубической (см. табл. 50 и рис. 36). Преимущественное развитие граней куба в комбинации с гранями октаэдра наблюдается и в поздних антимонит-сульфосольных ассоциациях некоторых месторождений Узбекистана [182]. Характерно, что кубической форме поздних генераций пирита всегда предшествует пентагондодекаэдрическая форма

Т а б л и ц а 50. Эволюционные структуры форм пирита в золоторудных месторождениях

Генерация пирита	Среда локализации (ассоциация) пирита	Форма и грани кристаллов пирита	Источник данных
1	—	{100}	Б.В. Чесноков,
2	—	{100}	В.И. Попова [202]
3	—	(100) + (210)	
4	—	(210)	
1	Пирит-арсениопиритовая	{100}	П.И. Полторыхин
2	Полисульфидная	{210}	(120)
1	Пирит-кварцевая	(100) + (210), {210}	Г.М. Чеботарев
2	Полиметаллическая	{210} < (100) + (210)	и др. [182]
3	Теллуридные	{210} < (100) + (210)	
4	Висмут-халькопиритовая	(111)	
1	Арсениопиритовая и полисульфидная	(100) + (210)	"
2	Блеклорудно-сульфидная	(100) + (210) + (111)	
3	Антимонит-сульфосольная	(100) + (111)	
4	—	{111} > {100}	
1	Предрудная	{100}	В.М. Маркина [87]
2	Раннерудная	{100}	
3	Рудная	{210} < (100) + (210)	
4	Позднерудная	(210)	
5	Послерудная	{111}	
1	Продуктивная	(210) + (100) + (111)	М.И. Воин [20]
2	Послепродуктивная	{111}	
1	Продуктивная	(100) + (210) + (111)	Данные автора
2	Послепродуктивная	{111}	(1984 г.)
1	Раннепродуктивная	{100}	Ю.Г. Зарембо,
2	Позднепродуктивная	{210}	Е.В. Розова [53]
3	Послепродуктивная	{100}	
1	—	{100} > {111}	Л.В. Викулова
2	—	(100) + (210) + (111)	и др. [17]
3	Кварц-карбонатная	(100) + (210)	
1	—	{210}	И.В. Попивняк
2	—	{100}	[121]
1	Рудно-метасоматическая	{210}	М.М. Старова
2	Полиметаллическая	{100}	[170]

кристаллов (или грани пентагондодекаэдра преобладают в комбинациях). Очень редко грани пентагондодекаэдра на кристаллах пирита вообще не фиксируются и изменение формы кристаллов отражено в переменных отношениях граней куба и октаэдра [35].

С учетом всех имеющихся данных можно предположить, что полная эволюционная структура форм пирита в золоторудных месторождениях соответствует последовательности (от допродуктивных ассоциаций к продуктивным и, далее, к послепродуктивным): {100} → (100)+(210)+ (111) → (111)+(100). Тогда максимум развития пентагондодекаэдри-

ческих граней и комбинаций всех граней будет совпадать с формированием продуктивной минерализации. В общем виде это предположение совпадает с данными о золотонности пирита с различной формой кристаллов (см. главу IX) и с особенностями пространственных структур форм пирита в месторождениях. Большая детализация приведенной эволюционной структуры в настоящее время невозможна, а иногда отмечаемый волновой (периодический) тип изменения формы кристаллов пирита обусловлен, скорее всего, ошибками определения относительного возраста ассоциаций (генераций) пирита.

Эволюционные структуры форм и других кристалломорфологических признаков пирита в рудных полях анализировались многими авторами [29, 59, 78, 84, 95, 116, 120, 131, 150, 157, 170, 182, 196, 203, 204, 208]. Большинство из них приводят данные, показывающие довольно устойчивую эволюцию форм индивидов и кристаллов пирита, строения индивидов и агрегатов и типа локализации пирита во вмещающих средах от наиболее ранней пиритизации слабоизмененных осадков (пирит I) до пиритизации метаморфических пород (пирит II) и рудоносных ореолов метасоматитов, прожилково-вкрапленных зон и жил (пирит III).

Многие авторы перечисленных работ отмечают преимущественное развитие в слабоизмененных породах метаосадочных (сингенетических, сингенетично-эпигенетических, осадочно-диагенетических и т.д.) разновидностей пирита в виде дисперсных агрегированных форм со скрытокристаллическим строением, вкрапленности субкриталлических микроиндивидов и более сложных образований типа пиритосфер, глобулей и фрамбоидов [84, 120, 131, 157, 170, 208]. Часто наблюдаются ситовидные, сферолитовые, колломорфные, скелетные и иные сложные формы обособлений пирита I, микрокристаллы несовершенной угнетенной формы: большинство из них относятся к "метапириту" — смеси пирита, марказита, гидротроилита, мельниковита, железистых карбонатов, алюмосиликатов, углеродистого вещества и др. Эти формы осадочного пирита испытывают необратимые преобразования при метаморфизации вмещающих сред, частично сохраняясь в реликтовом виде в породах средних и высоких фаций регионального метаморфизма, в метасоматических ореолах рудных полей и месторождений. Реже некоторые типы обособлений (например, глобулярные) фиксируются в жильных рудных телах, но их присутствие, наиболее вероятно, связано с включениями вмещающих пород [97]. Некоторые авторы [10] оспаривают осадочное происхождение глобулярных и фрамбоидальных обособлений пирита, но большинство исследователей связывают образование этих форм пирита с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий в процессе осадконакопления.

При более глубокой метаморфизации вмещающих сред преобладает процесс перекристаллизации и локальной перегруппировки дисперсных, агрегированных форм метапирита с развитием внешней мелкокристаллической оболочки [157], общим укрупнением индивидов и появлением внешнего кайма кубического облика до формирования метакристаллов и цепочек метакристаллов кубического пирита; реже наблюдается

прямое перерождение микроконкреций в пентагондодекаэдрические индивиды [131]. При этом перегруппировка пирита сопровождается сменой послонного типа локализации смешанным послонно-секущим. Перечисленные преобразования пирита обычны до стадии зеленосланцевых изменений регионального метаморфизма; при более глубоких преобразованиях вмещающих пород кубическая форма метакристаллов и их сростков становится преобладающей. Сопряженная перегруппировка углерода, кремнезема, карбонатов и других компонентов пород приводит к появлению характерных линзовидных и прожилковых пирит-кварцевых микросистем, с "тенями давления" хлорит-серицит-карбонатно-кварцевого состава вокруг метакристаллов пирита. Кроме этого, для метаморфических сред в целом обычны искаженные формы кристаллов, появление граней (210) и (111) на кристаллах кубического облика, присутствие реликтов ранних осадочных форм в метаморфическом пирите. Поэтому наиболее типичная эволюционная смена форм пирита в процессах осадкообразования и метаморфизма соответствует последовательности: субкристаллические дисперсные, глобулярные, фрамбоидальные пиритосферы → кристаллические агрегаты и индивиды преимущественно кубической формы с подчиненными гранями (111) и (210) (табл. 51).

Изменения пирита в метасоматических ореолах рудных полей и месторождений сопровождается более глубокими преобразованиями ранних диагенетических и метаморфических форм и интенсивной перегруппировкой пирита. По данным В.Ф. Гуреева [38], в метасоматитах рудных месторождений наблюдается усложнение формы кристаллов и увеличение концентрации "сложных кубов" по сравнению с пиритом региональных вмещающих сред; увеличение сложности форм кристаллов пирита отмечают и другие авторы — Н.М. Заири и др. [59], А.М. Гаврилов и Л.Н. Гриненко [29].

Почти все исследователи приходят к выводу о том, что при развитии рудоносных метасоматических ореолов происходит последовательное усиление интенсивности развития пентагондодекаэдрических граней на кубических кристаллах [84, 116, 120 и др.], вплоть до комбинаций (100) + (210) с преобладанием граней пентагондодекаэдра и появления собственно пентагондодекаэдрических кристаллов [64, 78, 100, 150, 170, 204 и др.]. Октаэдрическая форма, по мнению А.Я. Пшеничкина и др. [138], в кристаллах пирита или уступает формам {100} и {210}, или вообще отсутствует. Но по другим данным на форму кристаллов пирита существенное влияние оказывает тип вмещающей среды и, например, в карбонатных средах может наблюдаться аномальное развитие октаэдрических и пентагондодекаэдрических кристаллов [38, 134], а в сланцах и сиенито-диоритах могут преобладать соответственно таблитчатые и кубические кристаллы [182].

Таким образом, для пирита метасоматических ореолов рудных месторождений характерно развитие комбинаций трех основных форм с общим увеличением влияния на форму кристаллов пирита граней пентагондодекаэдра; в жильных комплексах месторождений нередко наблюдается развитие кубических микрокристаллов, а в карбонатизированных породах — октаэдрических. Но так как пирит жильных

Т а б л и ц а 51. Эволюционные структуры форм пирита в золоторудных полях

Генетическая группа и кристалломорфологическая характеристика пирита			Источник данных
осадочная	метаморфическая	рудогенная	
1	2	3	4
Сферолиты	Кристаллические каймы на сферолитах; глобулы и метакристаллы {100}	—	Г.А. Середенко [157]
Глобулярные, пылевидные, конкреционные обособления и метакристаллы	Каймы и кристаллы {100}, {210}; непечечные сростки метакристаллов и прямое перерождение микроконкреций в метакристаллы {210}		В.Ф. Проценко [131]
Фрамбоидальные пиритосферы с углеродистой оболочкой	Вкрапленность и прожилки кристаллических индивидов		И.М. Юдин [208]
Глобулярные агрегированные обособления	Идиоморфные кристаллы {100} с подчиненным развитием {210}		П.И. Полторыхин [120]
Колломорфные обособления, переходящие в метакристаллы {100}	Скелетные индивиды и искаженные кристаллы {100}	Кристаллы с преимущественным развитием граней (210)	С.Д. Шер [203]
Вкрапленные, пленочные и глобулярные обособления	Метакристаллы с реликтами глобулярных и колломорфных индивидов	Преимущественное развитие граней и форм {210}	М.М. Старова [170]
Послойная вкрапленность, линзы и сферолиты с глобулярным строением	Уплотненные, ситовидные, пористые обособления и метакристаллы {100}	Катаклазированные кристаллы сложной формы с гранями (210) > (100)	Л.Ш. Булатова и др. [196]
Метазернистые индивиды {100}	Бластозернистые индивиды с унаследованной формой {100}, реже (100) + (210) + (111)	Пальметтоподобные, скелетные и глобулярные (?) формы в жилах и прожилках	В.Г. Михеев, А.Д. Титаренко [95]
Пылевидная вкрапленность микрозерен	Метакристаллы {100}	(100) + (210); в рудах кристаллы редки	Ю.А. Кузнецов, С.А. Галий [84]
—	Развитие кристаллов {100} при разложении карбонатов	Развитие кристаллов {210} при серицитизации пород	С.Д. Шер, А.В. Демченко [204]
—	Неправильные вкрапленники, реже метакристаллы {100}	Прожилки, кристаллы {100} > {210} в метасоматитах и {100} — в жилах	Е.З. Мещанинов и др. [90]
—	Метакристаллы {100}	Сложные формы индивидов	Н.М. Заири и др. [59]
—	Преобладают кристаллы {100}	Преобладают кристаллы {210}	А.Г. Каймисарова [64]
—	Искаженные кристаллы {100}	Сложные формы индивидов	А.М. Гаврилов, Л.Н. Гриненко [29]

Таблица 51 (окончание)

1	2	3	4
—	Наиболее типичные метакристаллы {100}	Ситовидные, футляровидные и порфири-бластовые индивиды; в метасоматитах преобладают (100) + (210) и {210}, а в жилах — {100} и {110}	В.С. Монахов и др. [100]
—	(100) + (210) + (111), {100}, (100) + (210), сложные уплощенные формы и {321}	{100}, (100) + (210), (100) + (210); типично преобладают {210}	А.Ф. Коробейни-ков [78]
—	Кристаллы {100}, иногда более сложные	{100}, (100) + (111), (100) + (210); характерны кристаллы {210}, а в тонких просечках — {100}	Г.М. Чеботарев и др. [182]

комплексов количественно уступает пириту околорудных ореолов метасоматитов, можно считать пентагондодекаэдрическую форму преобладающей для месторождений в целом. Следовательно, обобщенный эволюционный ряд форм от раннего осадочного пирита I до метаморфического пирита II и, далее, рудогенного пирита III соответствует последовательности: субкристаллические агрегаты и угнетенные формы микрокристаллов → метакристаллы кубической формы — сложные кристаллы с различным соотношением граней в комбинации (100) + (210) + (111) и наиболее частым преобладанием пентагондодекаэдрических граней.

Обсуждение данных по кристалломорфологии пирита

Обобщение и согласование данных по формам кристаллов пирита подтверждает целесообразность анализа пространственно-временных вариаций соотношений трех основных форм — кубической, пентагондодекаэдрической и октаэдрической; другие формы пирита распространены реже и встречаются не на всех типах месторождений. Грани основных форм наиболее развиты на кристаллах пирита и легко диагностируются даже без применения специальных гониометрических и фотогониометрических методов.

В то же время корректное определение пространственных и эволюционных форм пирита сталкивается с рядом серьезных ограничений. Во-первых, для пирита I осадочной генетической группы не характерны кристаллические индивиды с правильным ограничением, а пирит III в рудных телах может быть представлен агрегатами неправильных индивидов. Поэтому собственно ограниченные кристаллы часто охватывают только часть (иногда небольшую) всего

объема пиритизации вмещающих пород и руд; соответственно и выводы о преобладающей форме кристаллов пирита конкретного генетического типа и генерации не могут распространяться на все разновидности пирита этого генотипа и генерации. Во-вторых, внешняя форма кристалла характеризует конечное состояние развития индивида и часто отличается от огранения внутренних частей; следовательно, разные зарождения пирита одной генерации могут существенно различаться по форме кристаллов. В-третьих, кристаллы часто искажены, имеют незавершенное огранение и часто трудно определяемое (без специальных исследований) соотношение граней основных форм, поэтому заключение о преобладании той или иной грани может быть весьма приближенным.

Перечисленные ограничения делают малоперспективными попытки учета всего разнообразия форм кристаллов пирита, так как неизбежно приводят к выводам о невозможности типизации пирита по морфологическим особенностям [190] и об отсутствии общих для формационной группы месторождений пространственных и эволюционных структур форм пирита [134]. Этим можно объяснить, почему из большого количества специальных работ по кристалломорфологии пирита золоторудных месторождений ([7, 8, 38, 45, 49, 125, 170 и др.]) только в работах Н.З. Евзиковой однозначно признаются существование устойчивых пространственных и эволюционных структур основных форм пирита, их согласованность и перспективность использования при поиске и разведке месторождений.

Обобщение материалов по пространственному распределению кристаллов пирита кубической, пентагондодекаэдрической и октаэдрической форм в рудных полях показали устойчивую смену кубических кристаллов пентагондодекаэдрическими при переходе от вмещающих сред к рудоносным ореолам месторождений. Позиция октаэдрических кристаллов в горизонтальных сечениях рудных полей неопределенна: с одной стороны, в осадочно-метаморфических средах установлены участки аномального развития комбинации (100) + (111) вне связи с областями рудоносной минерализации [204]; с другой — во многих работах подчеркивается распространение октаэдрической формы именно в рудоносных гидротермалитах. Возможно, что появление октаэдрических граней на кубических кристаллах и собственно октаэдров пирита вне рудоносных участков связано с локальной карбонатизацией вмещающих сред.

Общая тенденция перехода форм {100} — {210}, реализованная в горизонтальных сечениях рудных полей, отражает эквивалентный переход от ранних генетических типов пирита к поздним (табл. 52). Правда, эволюционная структура форм пирита в рудных полях обычно фиксирует переход от пирита метаморфической генетической группы к пириту рудогенной из-за обычного отсутствия в пробах собственно кристаллов осадочного пирита (он весь преобразован в метаморфические кристаллы или представлен неограниченными индивидами). Поэтому эволюция форм кристаллов от осадочного пирита до метаморфического неопределенна: по некоторым данным неправильные индивиды осадочного пирита I могут или переходить непосредственно

Таблица 52. Эволюционные структуры форм пирита в золоторудных полях (обобщенные данные)

Изменение форм в рядах генотипов пирита	Источник данных
Сферолиты, глобули, конкреции {100} и {210}	[131, 157, 208]
Сферолиты, глобули, конкреции, вкрапленники → {100} → (100) + (210) и {210}	[84, 120, 170, 196, 203, 204]
{100} → {100}, {210}, (100) + (210) и (100) + (111)	[29, 64, 90, 150]
(100) + (210) + (111) → (100) + (210), {210} и {100}	[78]
{100} → {100}, (100) + (210) + (111) → скелетные и глобулярные формы	[95]
{100} → ситовидные, футляровидные, {100}, {210} и (100) + (210)	[100]

Таблица 53. Горизонтальные структуры форм пирита в золоторудных и золото-серебряных месторождениях (обобщенные данные)

Характеристика структуры	Изменение форм с приближением к рудному телу	Источник данных
В общем виде	{100} → {210}, {111}	[45, 46]
	{100}, {210}, (100) + (210) → (100) + (111)	[150]
	(100) + (210) → {111}, {210}, {100}, {321}	[138]
	{100} → (100) + (210) → {210} → (210) + (111) → {111}	[7, 46]
	{100} → (100) + (210) → {210}	[170]
	Развитие формы {210}	[134]
	{210} → {100}	[121]
Для месторождения в целом	{100} → {210} → {111}	[8]
Для конкретной рудной зоны	Развитие форм {210} и {111}	[182]
Для фиксированных горизонтов месторождения	{100} → {100} на нижних горизонтах и {100} → {100}, {210} на средних и верхних	[188, 190]

в пентагондодекаэдрические кристаллы пирита III (минуя кубическую форму) [131], или сами обладают пентагондодекаэдрическим ограничением [11].

Как и для большинства других признаков пирита, переход от рудных полей к рудным месторождениям сопровождается резким усложнением пространственных и эволюционных структур форм пирита. В горизонтальных сечениях (профилях) при приближении к рудным телам наиболее устойчиво увеличение частоты встречаемости граней и собственно кристаллов пентагондодекаэдра и октаэдра (табл. 53). Этот тип горизонтальной структуры форм пирита характерен и для месторождений в целом (изменение форм пирита от флангов месторождения к центральным частям) [8], и для отдельных рудных зон (изменение форм пирита от околорудных ореолов к осевым рудным

Таблица 54. Эволюционные структуры форм пирита в золоторудных и золото-серебряных месторождениях (обобщенные данные)

Изменение форм в рядах генераций пирита	Источник данных
{100} → {210}	[87, 121, 202]
{100} → {111}	[135]
(100) + (210) + (111) → {111}	[20]
(100) + (210) → {210} → {111}	[182]
{100} → (100) + (210) → {210} → {111}	[87]
(100) + (210) → (100) + (210) + (111) → (100) + (111)	[182]
{100} → (100) + (210) → {210} → (210) + (111) → {111}	[45, 46]
(100) + {111} → (100) + (111) + (210) → (100) + (210)	[17]
{100} → {210} → {100}	[53]
{210} → {100}	[121]
Развитие формы {100} в поздних генерациях	[17, 53, 110, 121, 170, 182]

телам со стороны висячего и лежащего контактов) [182]. Правда, он может несколько различаться в зависимости от горизонта месторождения [188, 190].

Если исходить из преобладающего типа горизонтальных структур форм пирита в золоторудных месторождениях, то можно предположить увеличение интенсивности развития граней и кристаллов {210} и {111} от ранних генераций к поздним. Это предположение в общем виде подтверждается: по обобщенным материалам Н.З. Евзиковой [45, 46], во времени и пространстве наблюдается однотипная последовательность изменения форм пирита: {100} → (100) + (210) → {210} → (210) + (111) → {111}. В то же время данные некоторых опубликованных работ допускают существование более сложных эволюционных структур по сравнению с приведенной обобщенной структурой Н.З. Евзиковой (табл. 54).

В отличие от обобщенной структуры форм пирита в частных эволюционных структурах установлено появление кристаллов кубической формы в поздних генерациях пирита, особенно в генерациях из послепродуктивных ассоциаций [17, 53, 110, 121, 170, 182]. Иногда в разновременных генерациях пирита только из продуктивных ассоциаций максимум развития граней и кристаллов октаэдра предшествует максимуму развития пентагондодекаэдрических граней [17]; это совпадает с некоторыми данными о развитии октаэдрических кристаллов в ранних зонах прожилково-вкрапленной минерализации, а комбинации (100) + (210) + (111) в поздних кварцевых жилах. Следовательно, уточненная эволюционная структура форм пирита отражает разнонаправленное изменение форм от наиболее ранних допродуктивных генераций до наиболее поздних послепродуктивных, с наибольшей вероятностью соответствуя последовательности: {100} → (100) + (210) → (210) + (111) → {111} → (210) + (111) → {100}.

Наиболее устойчивым типом изменения форм пирита с глубиной

является уменьшение количества пентагондодекаэдрических кристаллов и его граней в комбинациях при параллельном увеличении интенсивности развития кубической формы. В то же время вертикальные структуры форм пирита в разных месторождениях существенно отличаются друг от друга и часто фиксируют противоположную последовательность смены форм пирита с глубиной. Наиболее вероятно эти различия обусловлены тем, что исследовались локальные и несопоставимые вертикальные интервалы, отражающие только часть общего интервала развития месторождения. Если предположить, что средние горизонты месторождений соответствуют области максимального развития пентагондодекаэдрических и октаэдрических форм, то все данные могут быть непротиворечиво согласованы в рамках единой вертикальной структуры (от верхних горизонтов к нижним): $\{100\} \rightarrow (100) + (210) \rightarrow (100) + (210) + (111) \rightarrow (210) + (111) \rightarrow \{111\} \rightarrow \{210\}$ и $(210) + (100) - \{100\}$. Тогда данные Н.З. Евзиковой и Н.С. Беленькой [7, 8, 45] отвечают вертикальной структуре форм пирита от средних горизонтов месторождений до нижних, данные С.К. Смирновой и др. [163-165] — структуре от верхних горизонтов до средних, а А.Я. Пшеничкина [134] — вертикальным структурам разных интервалов.

Глава IX

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ПИРИТА (Au_{Py})

Проблема золотоносности пирита различных вмещающих сред, метасоматических ореолов, минерализованных рудных зон и жил является одной из важнейших в минералогии пирита. От ее решения зависят разработка эффективных критериев локального минералогического прогнозирования и некоторые вопросы теории рудообразования.

В рамках проблемы золотоносности пирита наибольший интерес и дискуссии вызывает вопрос о формах и типах локализации золота в пиритной матрице. Обзоры материалов отечественных и зарубежных исследователей показали, что большинство авторов приходят к выводам о преимущественно неизоморфной минеральной форме золота в пирите и локализации золота в виде ультрадисперсных, дисперсных, микро- и макрочастиц [177, 187]. Некоторые авторы высказывают предположение о возможном существовании изоморфного золота в пирите. Предположение основано на косвенных данных — результатах селективного растворения пирита, определениях колебаний параметров элементарной ячейки его кристаллической структуры и параметров спектров ЭПР. Эти данные недостаточно убедительны, но не исключают принципиальную возможность существования хотя бы части суммарного золота в пирите в виде изоморфной примеси.

Тем не менее количественные оценки соотношения возможных форм золота в пирите позволяют сделать общий вывод, что минеральная форма золота абсолютно преобладает. Это подтверждается широким распространением самородных включений золота в пирите,

экспериментальными исследованиями осаждения золота в процессе роста кристаллов пирита и другими материалами [14, 45, 80, 93, 177, 184, 187, 196].

Пирит рудных полей и месторождений почти всегда золотоносен и содержит концентрации золота в пределах $0,0 \text{ п} - \text{п}$, $0 \cdot 10^3 \text{ г/т}$; только в некоторых разновидностях пирита содержания золота ниже и не обнаруживаются обычными методами анализа. Во вмещающих породах и рудоносных гидротермалитах пирит является одним из главных носителей (концентраторов) золота, уступая в этом отношении только арсенопириту [28, 118, 169, 184]. Он концентрирует золото при развитии пиритизации в региональных осадочно-метаморфических комплексах пород [14], в черносланцевых средах большинства рудных районов [78], в ореолах метасоматитов и прожилково-жильных зонах месторождений [20, 91, 119, 120, 184]. Концентрирующая способность пирита в отношении золота подтверждается тем, что его золотоносность почти всегда выше золотоносности вмещающих пород и руд, а общая продуктивность рудоносной минерализации часто определяется именно золотоносностью пирита. Например, по данным В.Н. Сорокина [167], содержание золота в осадочном пирите достигает $1,24 \text{ г/т}$, а золотоносность пород не превышает кларковую: В.Г. Гарьковец (1976 г.) отмечает, что пирит исходных углеродистых сред концентрирует до 85% всего объема золота в этих породах, что совпадает с данными П.И. Полторыхина [119, 120] о концентрировании пиритом до 50—70% золота вмещающих пород.

Некоторые данные указывают на то, что золотоносность пирита (значение Au_{p}) является чувствительным индикатором интенсивности метасоматических изменений исходных вмещающих сред. Так, в сингенетичном пирите I неизменных осадочных пород золото или не фиксируется [203], или его концентрация редко превышает $0, \text{ п} - 1,0 \text{ г/т}$ [120, 167], а в метасоматических ореолах золотоносность пирита почти всегда резко (на 1—3 порядка) возрастает.

В то же время некоторыми авторами установлены такие особенности золотоносности пирита, которые не совпадают с данными большинства исследователей. Например, исходя из концентрирования золота в пирите и совпадения ореолов повышенной золотоносности пород и ореолов высокозолотоносного пирита можно сделать вывод о синхронном увеличении концентраций золота в пирите и вмещающих его средах. Но Р.И. Кравцова и Л.А. Соломонова [8] указывают на то, что между золотоносностью пород и пирита может быть обратная зависимость: увеличение значений Au_{p} наблюдается при параллельном уменьшении золотоносности пород и руд. В некоторых рудных полях золотоносность пород и пирита могут существенно не отличаться друг от друга [192], пирит может концентрировать не более 8—10% суммарного количества золота в рудах [209], а иногда быть незолотоносным в рудах с высокими содержаниями золота [149]. В отличие от большинства данных о синхронном увеличении золотоносности пирита и степени метасоматических изменений вмещающих пород М.Д. Увадьев [190] обнаружил пирит с высокими значениями Au_{p} вне контуров измененных пород.

Пространственные структуры Au_{py}

Самородное золото в пирите представлено тремя основными морфологическими типами, отличающимися и по условиям локализации: а) микро- и макровключения в собственно пиритной матрице, б) преимущественно макрообособления в дефектах хрупких деформаций пирита и интерстициальные включения в агрегатах пирита, в) индивиды, кристаллы и агрегированные обособления на поверхности кристаллов пирита и их различные срастания с пиритом. Количественные соотношения морфологических типов золота в пирите различны и зависят от типа месторождения, ассоциации, внутрирудных деформаций и других особенностей.

В недеформированной матрице пирита наиболее типичны дисперсные микроиндивиды самородного золота разной формы: округлые изометричные [14], иногда со слабо развитыми гранями [177], угловатые с извилистой, зазубренной границей [62], реже в виде хорошо ограниченных кристаллов и вытянутых прямолинейных индивидов овального сечения [2], дендритовидных и скелетных обособлений [76] и тонких кайм толщиной 5—8 мкм [155]. Эта группа включений самородного золота распространена в недеформированных кристаллах пирита из вмещающих пород, метасоматических ореолов и штокверковых рудных зон; реже они наблюдаются в пирите сульфидно-кварцевых прожилков и жил. В катаклазированных индивидах пирита и его агрегатах широко развиты агрегированные формы самородного золота в виде секущих ветвящихся прожилков [62, 205], тонких просечек и неправильных обособлений [150]. Кроме них наблюдаются индивиды, агрегаты и пленки самородного золота на гранях и сколах кристаллов пирита [3, 42, 101], незакономерные и эпитаксиальные срастания золота и пирита [2, 102]. Эти морфологические типы самородного золота обычны в жильных рудных зонах и участках рудных тел с максимальными содержаниями золота (рудных столбах).

Типы локализации самородного золота в пирите различны и зависят от структур роста и деформаций пирита. Дисперсные микроиндивиды золота локализуются в пирите на поверхностях внутренних пор [42], в виде сгущений пылевидных частиц по границам блоков кристалла [115], на границах и в пределах определенных зон роста [62, 64, 155]. Наиболее типично избирательное распределение включений золота в зональных кристаллах пирита, особенно в кристаллах с признаками смены формы, перерывов, растворения и регенерации в процессе роста. В таких кристаллах наблюдается избирательная локализация ультрадисперсных включений золота на границах зон с разной степенью дефектности [181] и развитие тонких кайм золота на границах зон с разной электропроводимостью [155]. По мнению А.Г. Каймисаровой [62, 64], распределение сгущений микрочастиц золота в виде субпараллельных полос в пирите фиксирует положение граней пирита в процессе роста кристалла. Иногда закономерная ориентировка удлинённых зерен пирита может быть предположительно связана с их локализацией в полых каналах винтовых дислокаций, а распределение по границам блоков — с концентрацией включений золота в областях краевых дислокаций [2].

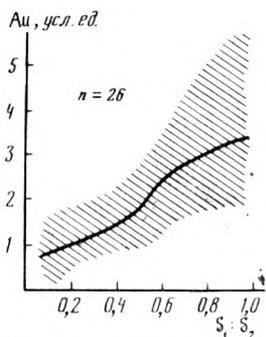


Рис. 37. Соотношение золотонности и степени неоднородности кристаллов пирита (по Ч.Х. Арифулову [4])

(S_1 ; S_2) — отношение зональной и незональной частей кристаллов пирита)

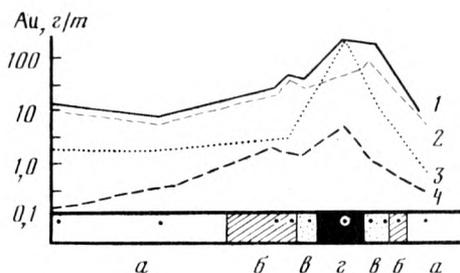


Рис. 38. Горизонтальные структуры золотонности пирита в рудной зоне (по Р.Г. Кравцовой, Л.А. Соломоновой [81])

1 — валовое содержание золота в пирите; 2 — “свободное” золото в пирите; 3 — “связанное” золото в пирите; 4 — содержание золота в породе; а — пропилиты, б — кварц-адуларовые метасоматиты, в — гидрослюдистые метасоматиты, г — кварцевая жила

Зависимость золотонности пирита от условий роста его кристаллов подтверждается отчетливой связью общего уровня концентрации золота с особенностями зональной структуры кристалла. Во-первых, золотонность пирита увеличивается в зональных кристаллах (по сравнению с незональными) и при усложнении зональности. Во-вторых, по данным М.И. Новгородовой и др. [181], в незолотонных кристаллах пирита зональность или отсутствует, или она представлена широкими прямолинейными зонами, а увеличение золотонности наблюдается при развитии микрозон. Эта зависимость подтверждается сравнительным анализом золотонности незонального кубического и микрозонального пентагондодекаэдрического пирита [148] и низкой золотонностью однородных, особенно крупных кристаллов пирита без признаков катаклаза [202]. В-третьих, установлен синхронный рост золотонности кристалла пирита в зависимости от увеличения объема его “зональной” части [4] (рис. 37).

Локализация самородного золота в катаклазированных индивидах пирита в его агрегатах подчиняется структуре деформаций. По данным Б.С. Панова и И.Л. Никольского [113], наблюдается преимущественная локализация золота вместе с ассоциирующими сульфидами в трещинках и интерстициях агрегатов пирита, а по материалам В.А. Буряка [14] — чаще в трещинах вместе с льдистым кварцем и кальцитом, реже в интерстициях. Приуроченность включений золота к интерстициям, трещинам катаклаза и участкам брекчирования в пирите подтверждается наблюдениями М.С. Сахаровой [153], А.М. Мысника [101] и группы исследователей золоторудных месторождений Узбекистана [150]. Эти типы локализации золота в пирите типичны для макрообослблений самородного золота и наиболее широко распространены в пирите жильных рудных тел золото-кварцевых месторождений.

Общая концентрационная структура золота в индивидах пирита отражает относительно устойчивый рост содержания от осевых к краевым зонам [42, 70, 79, 81, 123, 169, 202]; реже золото может обогащать и внутренние блоки размером 10—30 мкм, разделенных аналитически "пустым" пространством [42], или, предположительно, концентрироваться в дисперсной форме в начальные фазы роста пирита [40]. По данным М.М. Старовой [169], золото в пирите часто локализовано в периферийных зонах кристаллов, но наблюдается и в центре — на контактах с пойкилитовыми включениями арсениопирита и в графитовых обособлениях. Редкие включения самородного золота во внешних зонах индивидов пирита, локализованного в полностью окварцованных теневых фрагментах вмещающих пород, наблюдали С.Я. Клемперт и И.В. Королева [70]. Исследования Б.В. Чеснокова и В.И. Поповой [202] показали, что от центра крупных кристаллов пирита Березовского месторождения к их краевым частям концентрация золота меняется на два порядка, а по данным Н.П. Ермолаева с соавторами [42] концентрация золота в приповерхностной зоне кристаллов пирита на три порядка выше содержания в остальном объеме.

Это согласуется с данными А.Г. Миронова и В.Ф. Галетия [92] по экспериментальному синтезу золотоносного пирита: крупные индивиды золота наблюдаются в приповерхностной зоне пирита шириной до $n \cdot 10^{-5}$ см, а фоновая дисперсная форма распределена по всему объему. При этом в дефектах пиритной матрицы золото не обнаруживается, поэтому цитируемые авторы считают сорбционный захват золота маловероятным, предполагая случаи "дефектной" локализации следствием перегруппировки золота из всего объема в локальные области "стока" — трещины, границы блоков и поверхности роста. Перераспределение золота с переходом микроформ в макрообособления подтверждаются и наблюдениями Н.В. Петровской [115] "пустых" ореолов вблизи макроиндивидов самородного золота, которые формируются на общем фоне рассеянных микровключений золота.

Горизонтальные структуры золотоносности пирита в рудных полях исследовались многими авторами опубликованных работ [21, 36, 54, 90, 117, 150, 182 и др.]. Большинство опубликованных материалов свидетельствует о том, что при переходе от региональных осадочно-метаморфических пород к рудоносным ореолам месторождений значения Au_{py} увеличиваются на 1—3 порядка, от фоновых концентраций золота до десятков и сотен граммов на тонну. Эта закономерность наблюдается в разных районах, в рудных полях с золоторудной и золото-серебряной минерализацией, в разных типах вмещающих пород (табл. 55, 56).

Пространственные структуры Au_{py} в пределах собственно месторождений сложнее, а выводы авторов опубликованных работ о ведущем типе горизонтальных и вертикальных структур Au_{py} часто не совпадают. Например, многие данные свидетельствуют о том, что при приближении к рудным телам и с переходом от околорудных метасоматических ореолов к осевым сульфидно-кварцевым зонам и жилам золотоносность пирита увеличивается. Это увеличение золотоносности пирита наблюдается уже в пределах дифференцированных метасо-

Таблица 55. Горизонтальные структуры Au_{P_1} в золоторудных месторождениях

Среда локализации пирита	n	\bar{x} , г/т	Источник данных
		Au_{P_1}	
Породы вне рудных зон	9	0,32	Н.А. Гурейкин и др. [36]*
Рудные зоны	5	1,05	
Метасоматиты	8	2,79	В.А. Злобин, Л.В. Вьюшкова
Жильные рудные тела	11	4,93	[54]
Рудовмещающие породы	5	3,62	И.М. Юдин [208]
Рудный штокверк	10	7,67	
Околорудные метасоматиты	76	27	Г.Н. Гамянин и др. [184]
Осевые рудные тела	11	42	
Околорудные метасоматиты	8	22	"
Осевые рудные тела	25	17	
Околорудные метасоматиты	6	18	"
Осевые рудные тела	3	17	

*Здесь и далее во всех таблицах данные приведены в условных единицах.

Таблица 56. Горизонтальные структуры Au_{P_2} в золото-серебряных месторождениях

Среда локализации пирита	n	\bar{x} , г/т	Источник данных
		Au_{P_2}	
Внешний ореол пропилитизации	—	13,2	В.Г. Кравцова, Л.А. Соломонова, [81]*
Промежуточные метасоматиты	—	34,2	
Осевые метасоматиты	—	35,8	
Околорудные метасоматиты	8	13,9	Е.З. Мещанинов и др. [90]
Карбонатно-кварцевые тела	7	46,0	
Околорудные метасоматиты	10	2,8	То же
Карбонатно-кварцевые тела	35	84,7	"
Площадные пропилиты	2	0,33	Г.М. Чеботарев и др. [182]
Околорудные метасоматиты	7	2,36	
Жильные рудные тела	19	26,8	То же
Околорудные метасоматиты	5	4,4	
Жильные рудные тела	7	56,3	
Площадные пропилиты	7	0,89	"
Околорудные метасоматиты	28	11,2	"
Осевые рудные тела	46	1354,0	"
Внешний ореол пропилитов	7	0,03	Г.М. Чеботарев и др. [150]
Пропилиты вблизи жил	12	24,0	
Околожилные метасоматиты	13	177,0	То же
Осевые золоторудные жилы	30	1720,0	"

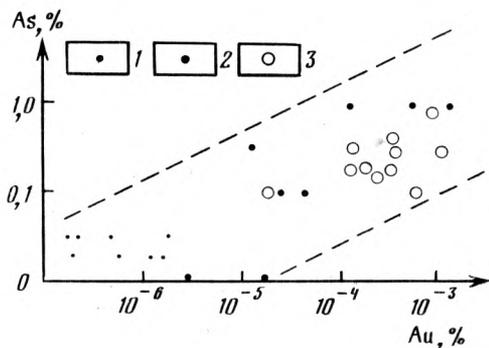


Рис. 39. Соотношение золотоносности и мышьяковистости пирита различных генетических типов (по В.А. Злобину, Л.В. Вьюшковой [54])

1 — вкрапленный пирит I + II вмещающих терригенных сред разного состава; 2 — пирит II + III метасоматитов рудных полей, 3 — пирит III жильных гидротермалитов золоторудных и золото-сурьмяных месторождений

матических ореолов от внешних зон ореола к внутренним [81, 151] (рис. 38), но особенно заметно при переходе от ореолов к осевым рудным телам.

В большинстве крупных золоторудных месторождений Узбекистана золотоносность пирита околорудных метасоматитов часто на порядок выше золотоносности пирита жил [150]. Резкий рост значений Au_{py} в рудных зонах вблизи жил и в самих жилах по сравнению с пиритом удаленных от жил участков установил М.Д. Увадьев [188], а А.М. Гаврилов [28] подчеркивает увеличение золотоносности пирита при приближении к зонам концентрированного оруденения (с параллельным уменьшением концентрации пирита). М.И. Воин [21] обнаружил, кроме увеличения золотоносности пирита, уменьшение размеров и усложнение формы кристаллов пирита в направлении рудных зон. Эти данные подтверждаются результатами исследований и других авторов [54, 69, 79, 81, 90, 146, 182] (рис. 39).

Вместе с тем некоторые материалы опубликованных работ свидетельствуют об ином характере распределения золотоносности пирита в горизонтальных сечениях (профилях) рудных месторождений и зон. Например, исследования Г.Н. Гамянина и др. [33, 184, 185] показали, что золотоносность пирита жил по сравнению с золотоносностью пирита метасоматических ореолов может быть выше, ниже и сопоставимой. Более высокую золотоносность пирита метасоматитов по отношению к золотоносности пирита кварцевых жил установил на месторождении Лебединское И.М. Минигулов [91], а И.С. Рожков и др. [117] отмечает более высокую золотоносность пирита вмещающих сред. Следовательно, при переходе от внешних частей месторождения к внутренним и от ореолов метасоматитов к осевым рудным телам может наблюдаться уменьшение золотоносности пирита.

Данные о характере изменения золотоносности пирита в вертикальном диапазоне рудных тел, околорудных метасоматитов и месторождений в общем немногочисленны и неоднозначны. Для золоторудных месторождений в целом М.И. Новгородова и др. [181] отмечает снижение средних значений Au_{py} с глубиной, что подтверждается и выводами Н.А. Китаева и др. [69] об устойчивом снижении золотоносности пирита до нулевых значений на нижних горизонтах месторождения (в интервале до 700 м), хотя на самом верхнем горизонте

Таблица 57. Вертикальные структуры Au_{py} в золото-серебряных месторождениях

Среда локализации пирита	Горизонты месторождения	n	\bar{x} , г/т	Источник данных
			Au_{py}	
Пропилитовые метасоматиты	Верхние	—	0,43	Р.Г. Кравцова,
Адуляровые метасоматиты	Средние	—	0,92	Л.А. Соломонова
Серицитовые метасоматиты	Нижние	—	1,7	[81]*
Кварц-адуляровая жила	Верхние	—	10,4	То же
	Нижние	—	1,8	"
Околорудные кварц-гидро- сланцевые метасоматиты	Верхние	8	13,9	Е.З. Мещанинов
	Нижние	10	2,8	и др. [90]
Кварц-карбонатные рудные тела	Верхние	7	46,0	То же
	Нижние	35	84,7	"
Золоторудные тела	Поверхность	10	944	Г.М. Чеботарев и др. [150]
	Горизонт 1	25	1302	То же
	Горизонт 2	10	49	"

пирит незолотоносен. Анализ золотоносности пирита в перекрывающих, рудовмещающих и подстилающих толщах одного из золоторудных месторождений показал соответствующее изменение средних значений золотоносности пирита в последовательности 3,4 → 3,6 → 0,3 г/т [208].

Обобщенные данные К.Р. Рабиновича и др. [141] для группы месторождений отражают более сложный тип вертикальной структуры Au_{py} : сверху вниз золотоносность пирита месторождений возрастает до максимальной на уровне прифронтальных горизонтов, а затем снижается на уровне прикорневых горизонтов. Наоборот, А.Ф. Коробейников и А.Я. Пшеничкин [79] утверждают, что максимум золотоносности пирита типичен для верхних и нижних горизонтов месторождений, а минимум — для средних. Эти же авторы подчеркивают общий волнообразный характер изменений Au_{py} в вертикальном интервале месторождений (с длиной волны до 600-800 м).

Материалы исследований золото-серебряных месторождений подтверждают отсутствие монотонного однонаправленного увеличения или уменьшения золотоносности пирита с глубиной; кроме того, они фиксируют существенные различия вертикальных структур Au_{py} в околорудных метасоматитах и осевых рудных телах (табл. 57).

По данным Р.Г. Кравцовой и Л.А. Соломоновой [81], золотоносность пирита в околорудном метасоматическом ореоле незначительно увеличивается от верхних горизонтов месторождений до нижних, а в жильных рудных телах в этом же направлении уменьшается почти в 6 раз. Взаимно противоположное изменение Au_{py} с глубиной в околорудных ореолах и жильных телах обнаружил и Е.З. Мещанинов с соавторами [90], но направление изменения Au_{py} иное: золотоносность пирита с глубиной уменьшается в ореоле и увеличивается в жильных рудных телах. Исследования месторождений Узбекистана

показали, что ведущий тип вертикальной структуры Au_{py} подобен структуре, установленной К.Р. Рабиновичем и др. [141] в золото-кварцевых месторождениях: золотоносность пирита увеличивается до средних горизонтов, далее уменьшается [150].

Эволюционные структуры Au_{py}

Эволюционные структуры золотоносности пирита в золоторудных и золото-серебряных месторождениях исследовались многими авторами [40, 45, 79, 119, 120, 150, 170, 181, 182, 190, 196 и др.]. Правда, исследования обычно охватывали различное количество разновременных генераций пирита из разных минеральных ассоциаций, поэтому приводимые в опубликованных работах эволюционные структуры Au_{py} фрагментарны и не отражают изменение золотоносности пирита в течение всего периода формирования месторождений.

Наиболее часто наблюдается увеличение золотоносности пирита от ранних генераций (ассоциаций) к поздним. Например, по данным В.Н. Долженко (1976 г.), при карбонатизации серицит-кварцевых метасоматитов пирит и золото перераспределяются за пределы метасоматических ореолов с образованием позднего жильного высокозолотоносного пирита, т.е. во времени значения Au_{py} увеличиваются. Это подтверждается выводами В.М. Гришина (1972 г.) о перераспределении слабозолотоносного пирита ранней преджильной стадии формирования метасоматитов с образованием поздних прожилковых форм золотоносного пирита. Увеличение золотоносности пирита от ранних допродуктивных генераций к поздним продуктивным установлено на некоторых месторождениях Узбекистана [150], отражено в материалах Л.Ш. Булатовой и др. [196], согласуется с выводами М.С. Сахаровой [153] о низких значениях Au_{py} на ранних стадиях гидротермального процесса и данными других авторов о высокой золотоносности пирита продуктивных ассоциаций [70, 76, 181].

В отличие от эволюционных структур Au_{py} , охватывающих генерации пирита от ранних непродуктивных до поздних продуктивных ассоциаций и фиксирующих устойчивое увеличение золотоносности пирита, от продуктивных до послепродуктивных ассоциаций наблюдается противоположное изменение Au_{py} . Наиболее часто золотоносность пирита в разновременных генерациях от продуктивных до послепродуктивных ассоциаций уменьшается, нередко до нулевых значений Au_{py} (рис. 40).

Уменьшение золотоносности пирита во времени подтверждается минимальными значениями Au_{py} в наиболее поздних ассоциациях различного состава: карбонатных [70], кварц-кальцитовых [182] и кварц-антимонитовых [119]. Но данные по золотоносности пирита конкретных ассоциаций, полученные различными исследователями, иногда не совпадают. Например, по материалам М.М. Старовой [170], золотоносность прожилково-жильного пирита полиметаллической ассоциации ниже, чем пирита более ранних метасоматитов, а П.И. Полторыхин [119] отмечает, наоборот, максимальные значения Au_{py} именно в поли-

Рис. 40. Соотношение золота и мышьяка в 1—3 генерациях пирита золоторудного месторождения Узбекистана (по К. В. Захаревичу и др. [55])

металлической ассоциации. Г. М. Чеботарев и Ю. А. Волков [182] указывают на максимальную золотоносность пирита шеелитовой ассоциации, а по данным А. Ф. Коробейникова и А. Я. Пшеничкина [79] золотоносность пирита этой ассоциации минимальна.

Таким образом, при некоторой противоречивости данных о золотоносности пирита отдельных ассоциаций, наблюдается два типа изменения Au_{py} во времени: увеличение (типично для генераций пирита от допродуктивных к продуктивным ассоциациям) и уменьшение (типично для генераций пирита от продуктивных к послепродуктивным ассоциациям). Объединение этих двух фрагментов общего ряда последовательных генераций пирита приводит к выводу, что эволюционная структура Au_{py} в золоторудных месторождениях содержит максимум золотоносности пирита, совпадающий с формированием продуктивных ассоциаций.

Анализ содержания золота в пирите осадочной, метаморфической и рудогенной генетических групп показал, что эволюционные структуры Au_{py} в разных рудных полях могут существенно отличаться друг от друга (табл. 58).

Большинство авторов опубликованных работ приводят данные, свидетельствующие о низкой золотоносности пирита I осадочной генетической группы. Так, в кластогенном пирите вмещающих пород Узбекистана золото часто отсутствует, а в раннедиагенетическом пирите концентрация золота (по данным активационного анализа) не превышает $0,0n - 0,п$ г/т [182]. Общие низкие содержания золота в осадочно-диагенетическом и эпигенетическом пирите отмечаются в работах А. М. Гаврилова и Л. Н. Гриненко [29], В. И. Скаржинского и Ю. А. Кузнецова [161] и др. В частности, по данным В. А. Обручева, приведенным в работе [203], содержание золота в эпигенетическом пирите находится в пределах $0,0 - 5,6$ г/т, а В. А. Буряк [14] для этого же района отмечает, что из 250 проб пирита только в одной пробе концентрация золота составила $2,4$ г/т, а в остальных она была или значительно ниже, или золото вообще не фиксировалось. Исследования В. Ф. Проценко [131] показали, что даже в отобранном непосредственно из рудных зон осадочно-диагенетическом пирите черных сланцев содержание золота не выходит за пределы $0,0n - 1,2$ г/т. В то же время

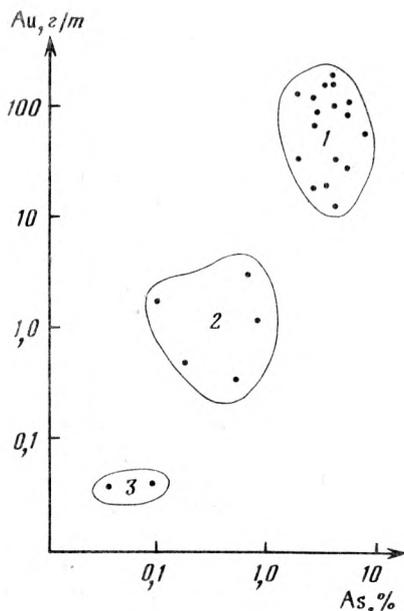


Таблица 58. Эволюционные структуры Au_{P_3} в золоторудных полях

Генетический тип пирита	Среда локализации пирита	n	\bar{x} , г/т	Источник данных
			Au_{P_3}	
I	Осадочно-диагенетическая	28	0,56	И.С. Чанышев,
II	Метаморфическая	9	1,43	В.А. Степанов [197]
I	Осадочная с агрегативным (по глобулям) пиритом	67	3	М.М. Старова, В.И. Старов [172]
I + II	Метаморфическая с полигенным кубическим пиритом	111	7	
III	Руды с синрудным пентагон-додекаэдрическим пиритом	125	36	
I	Раннедиагенетическая	34	2,48	М.И. Воин [20]
II	Метаморфическая	11	6,88	
III	Рудные гидротермалиты	27	7,27	
I	Осадочно-диагенетическая	153	0,06	В.А. Буряк [14]
I + II	Раннеметаморфическая и метаморфическая	483	До 60	
III	Рудогенные жилы и прожилки	204	До 100	
I + II	Осадочная с линзами, прослоями и вкрапленностью пирита	—	До 10	В.Ф. Проценко [131]
III	Рудные тела	—	До 150	
I + II	Осадочно-метаморфическая	8	0,01	В.А. Злобин,
III	Метасоматиты и рудные жильные тела	19	3,72	Л.В. Вьюшкова [54]

этот исследователь считает, что по косвенным признакам содержание золота в типичном осадочном (глобулярном) пирите может достигать 10 и более граммов на тонну.

При метаморфизации исходных осадочных сред золотоносность пирита почти всегда изменяется, но тип изменения (уменьшение или увеличение) может быть различным. Например, В.И. Скаржинский и Ю.А. Кузнецов [161] считают, что золотоносность пирита при преобразовании осадочных пород увеличивается; более высокую золотоносность метаморфического пирита по сравнению с золотоносностью раннедиагенетического отмечают М.И. Воин [20], М.М. Старова и В.И. Старов [172], И.С. Чанышев и В.А. Степанов [197]. Данные о высокой золотоносности метаморфического пирита II приводит и С.Д. Шер [203]: в метаморфических породах бассейна р. Бодайбо среднее содержание золота в пирите 37 проб составляет 14 г/т и только в одной пробе пирита золото отсутствует. Увеличение золотоносности пирита наблюдается и при дальнейшей метаморфизации пород — с развитием метаморфических кварц-пиритовых прожилков на фоне вкрапленности раннеметаморфического пирита [14].

Вместе с тем материалы некоторых опубликованных работ показывают, что золотоносность метаморфического пирита II часто невысока и может существенно не отличаться от золотоносности

осадочного пирита I. Так, в работе [203] приводятся данные о низких и нулевых концентрациях золота в пирите метаморфических пород (например, в породах одного из рудных полей золотоносности кубического пирита II только в двух пробах из 33 выше 1 г/т). Низкая золотоносность метаморфического пирита установлена В.А. Злобиным и Л.В. Вьюшковой [54], а В.А. Буряк [14] приводит данные о низкой золотоносности раннеметаморфического пирита.

Таким образом, пирит осадочной и метаморфической генетических групп может обладать близкой золотоносностью и вывод об увеличении значений Au_{py} в процессе метаморфизма осадочных пород неоднозначен. Возможно, что различия данных о золотоносности пирита в рудных полях связаны с дифференцированной подвижностью золота в метаморфических процессах: по материалам работ [27, 161], однородный метаморфизм и собственно процессы перекристаллизации не приводят к существенным изменениям золотоносности пирита; подвижность золота заметно возрастает только в условиях зонального высокоградиентного метаморфизма. Это подтверждается исследованиями Б.А. Бокулева и А.А. Блюмана [11]: в зональных метаморфических комплексах наблюдается различный характер связи пирита и золота в биотитовой и мусковит-хлоритовой метаморфических зонах, который фиксируется в интенсивном концентрировании золота глобулярным пиритом мусковит-хлоритовой зоны и, наоборот, уменьшением золотоносности пирита биотитовой зоны. Кроме того, В.Г. Петров (1976 г.) пришел к общему выводу о том, что в процессе регионального метаморфизма первично-осадочный пирит постепенно утрачивает роль концентратора золота и в итоге становится практически стерильным.

При переходе к собственно ореолам и телам золоторудных месторождений золотоносность пирита почти всегда увеличивается [14, 20, 21, 42, 81, 150, 161 и др.] (см. табл. 58). В целом увеличение содержания золота в рудогенном пирите по отношению к золотоносности метаморфического пирита достигает 1—2 порядков; например, по данным В.М. Сорокина [167], золотоносность рудогенного пирита больше в 60 раз по сравнению с золотоносностью осадочного. Увеличение золотоносности пирита при метасоматозе отмечает и М.М. Старова [170], а В.А. Буряк [14] установил увеличение содержания золота в рудогенном метаморфогенно-гидротермальном пирите в 10—100 раз по сравнению с раннеметаморфическим пиритом. Более высокие концентрации золота в пирите метасоматических ореолов и рудоносных жил наблюдали В.Ф. Проценко [131], В.А. Злобин и Л.В. Вьюшкова [54], В.И. Скаржинский и Ю.А. Кузнецов [161]. Этот же тип изменения Au_{py} при переходе от метаморфического к рудогенному пириту обнаружен и в рудных полях с золото-серебряной минерализацией: с переходом от региональных вмещающих сред к рудоносным ореолам месторождений золотоносность пирита меняется от 0,5 до 2,8—4,5 г/т [150] и в целом достигает максимальных значений [81].

Таким образом, при всех различиях данных опубликованных работ наиболее устойчиво фиксируется увеличение золотоносности пирита в процессе последовательного развития осадочной, метаморфической и,

далее, рудогенной пиритизации. Этот вывод правомерен в самом общем виде, так как золотоносность отдельных генераций пирита I, II и III может сильно отличаться от средних значений Au_{py} для пирита конкретной генетической группы в целом.

Обсуждение данных по золотоносности пирита

Сложность интерпретации данных по золотоносности пирита вмещающих сред и гидротермалитов золоторудных полей, месторождений и зон обусловлена прежде всего неопределенностью содержания этого понятия. Исследование природного пирита показывает, что его золотоносность почти полностью определяется минеральными включениями самородного золота [14, 45, 80, 177, 184, 187, 196 и др.]; экспериментальные данные в общем подтверждают этот вывод [93, 177, 187]. Таким образом, золотоносность пирита фактически относится к характеристике парагенезиса пирит + самородное золото, учитывая "неструктурный" тип примеси золота в пиритной матрице. Но в этом случае принципиальное значение имеет сингенетичность—эпигенетичность включений самородного золота в пирите, а это в большинстве случаев определить исключительно сложно. Во-первых, наиболее распространенные методы определения золота относятся к валовым (нелокальным), результаты которых суммируют все формы золота: сингенетичные и эпигенетичные, ультрадисперсные включения в пиритной матрице, обособления в дефектах, поверхностные пленки и контактные сростания. Локальные методы анализа золота в индивидах, очистка фракций пирита от поверхностных самородных форм, селективный анализ и другие методы применяются сравнительно редко. Во-вторых, детальные исследования морфологии и распределения индивидов золота в пирите часто оставляют открытым вопрос о сингенетичности золота или, чаще, предполагают присутствие разных форм — первичных и "наложенных". Наконец, в-третьих, эпигенетический характер включений и сростаний самородного золота и пирита может быть ложным, связанным с перераспределением сингенетичного ультрадисперсного золота в процессах роста и преобразования пирита. Все это приводит к различным и часто противоположным выводам исследований о генетической сущности золотоносности пирита, что влияет и на решение вопросов рудообразования в целом. Анализ имеющихся данных показывает, что в настоящее время рассматривать пространственные и эволюционные структуры Au_{py} возможно только без учета генетической сущности золота в пирите. Относятся к более достоверным устойчивые значения золотоносности по данным локальных микроспектральных и рентгеноспектральных анализов в индивидах; пределы содержания обычно ограничены $0,0n - n \cdot 10^2$ г/т и более, высокие содержания почти всегда обусловлены присутствием микрообособлений самородного золота.

Выводы о преобладающем типе горизонтальной и эволюционной структур Au_{py} в рудных полях совпадают: в пространстве (при переходе к рудоносным ореолам) и во времени (при переходе от осадочного и метаморфического пирита к рудогенному) наблюдается увеличение

золотоносности пирита [14, 20, 21, 36, 54, 90, 117, 131, 150, 170, 182, 197 и др.]. Но необходимо учитывать, что процессы перераспределения пирита и золота при метаморфических преобразованиях и метасоматозе сложны и многообразны, регулируются многими факторами. Во-первых, синхронное увеличение золотоносности пирита и интенсивности метаморфизма устойчиво для рудных полей, породы которых метаморфизованы до зеленосланцевой фации; но нет оснований считать, что это увеличение Au_{py} сохранится при более интенсивном метаморфизме. Во-вторых, выводы о преобладающем типе структур основаны на весьма приближенной оценке средних значений Au_{py} для пирита конкретного комплекса пород или генетической группы в целом. В-третьих, фактически невозможно учесть количественные соотношения различных генераций пирита конкретной генетической группы (например, соотношение пирита рудоносных ореолов и рудных жил).

Еще сложнее интерпретация пространственных и эволюционных структур Au_{py} в месторождениях. Большинство данных свидетельствует о том, что при приближении к рудным телам золотоносность пирита увеличивается: этот тип горизонтальной структуры наблюдается в золоторудных и золото-серебряных месторождениях [21, 28, 54, 69, 81, 90, 146, 150, 151, 182, 188]. Иной характер изменения Au_{py} в горизонтальных сечениях (профилях) относительно редок [33, 91, 184, 185]. Но сложность процессов перегруппировки золота при развитии ореолов метасоматитов и жильных тел предполагает, что горизонтальные структуры Au_{py} могут зависеть от типа метасоматического процесса и состояния развития месторождения (рудной зоны), а также от положения исследуемого сечения в вертикальном интервале месторождения.

Например, по данным Н.П. Ермолаева и др. [42], золотоносность пирита увеличивается при формировании кварц-альбитовых метасоматитов, а по материалам А.К. Воронкова и др. [24], при альбитизации вмещающих углеродистых сред образуется слабозолотоносный пирит и его золотоносность увеличивается при уменьшении альбита и развитии арсенопирита. Различия золотоносности пирита, образующегося в процессах щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания, подчеркивает В.Н. Сазонов [151].

Исследуемые рудные зоны могут находиться в разном состоянии развития, что фиксируется по соотношению вкрапленных, прожилковых и жильных форм минерализации. Соответственно, степень перегруппировки золота в зонах с рудными телами прожилково-вкрапленного типа должна быть ниже по сравнению с перераспределением золота в зонах с осевыми жильными телами. Можно предположить, что и золотоносность пирита околорудного ореола, и осевого рудного тела таких зон будет различаться; следовательно, могут различаться и горизонтальные структуры Au_{py} . Это предположение подтверждается известными данными о более высокой золотоносности пирита прожилков, чем пирита жильных тел [14, 20, 54, 173]. В.Н. Сорокин [168] и П.И. Полторыхин [118] прямо указывают на более высокую золотоносность пирита месторождений вкрапленного и прожилково-вкрап-

ленного типа по сравнению с пиритом жильных месторождений, т.е. подтверждают зависимость золотоносности пирита от состояния развития системы.

Наконец, золотоносность пирита существенно различается на разных горизонтах месторождения и, кроме того, меняется с погружением неодинаково в окolorудных метасоматитах и рудных телах [81, 90]. Это позволяет предположить, что горизонтальные структуры Au_{py} на надрудных, среднерудных и подрудных горизонтах будут различаться; не исключено, что характер изменения золотоносности пирита при переходе от окolorудных метасоматитов к осевым рудным телам на верхних (надрудных) и нижних (подрудных) горизонтах будет противоположным.

Анализ эволюционных структур Au_{py} в рудных месторождениях показывает, что наиболее устойчивым типом изменения золотоносности пирита является ее увеличение от наиболее ранних генераций пирита из допродуктивных ассоциаций до промежуточных генераций пирита из продуктивных ассоциаций [70, 76, 150, 153, 181, 196 и др.]; этот вывод подтверждается и часто аномальной золотоносностью пирита именно ранних продуктивных ассоциаций. Но с переходом к более поздним, особенно слеппродуктивным ассоциациям, золотоносность пирита резко снижается и нередко он становится незолотоносным [70, 119, 182]. Этот тип структуры Au_{py} (с максимумом золотоносности пирита в пределах продуктивных ассоциаций) наиболее типичен в прожилково-вкрапленных месторождениях, а в золото-кварцевых месторождениях с развитым кварцево-жильным пучком золотоносность пирита продуктивных ассоциаций резко снижается. Следовательно, как и для горизонтальных структур Au_{py} , можно предположить зависимость эволюционной структуры Au_{py} от состояния развития месторождения.

В самом общем виде предполагается, что перегруппировка золота при развитии рудогенной минерализации последовательно нарастает и достигает максимума на стадии формирования ранней продуктивной пирит-арсенопиритовой минерализации прожилково-вкрапленного типа. При этом перегруппировка золота и пирита происходит синхронно и в целом их подсистемы совпадают (дисперсные включения золота не выходят за пределы пиритной матрицы). Но дальнейшее развитие минерализации с формированием кварцево-жильного комплекса меняет характер связи пирита и золота: в результате перераспределения золото выходит за пределы пиритной матрицы и образует относительно автономную концентрационную структуру. Поэтому пиритизация осевых жильных тел может быть почти незолотоносной, а общий уровень концентрации золота в жиле при этом достигать предельного. Характерно, что на обратный тип зависимости золотоносности пирита и руд обратили внимание только Р.Г. Кравцова и Л.А. Соломонова [81], хотя сам процесс перегруппировки пирита и золота признается многими исследователями и предполагает существование подобных зависимостей.

Предположение о том, что эволюционная структура золотоносности пирита обусловлена не импульсным массопереносом золота

гидротермальными растворами из удаленного источника рудного вещества, а внутрирудными перегруппировками золота и пирита, подтверждается наблюдениями эволюции морфологии и типа локализации самородного золота. По данным Г.Н. Гамянина и др. [184], при переходе от околорудных метасоматитов к кварцевым жилам ультрадисперсные включения золота в пирите сменяются макроскопическими обособлениями. Подобная закономерность установлена также многими другими исследователями [14, 28, 31, 40, 70, 100, 115, 153, 177]; эти же авторы часто отмечают преобразование микровключений золота в пирите в поверхностные контактные сростания золота и пирита, причем в самом пирите золото отсутствует.

Глава X

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЙ КОМПЛЕКС СВОЙСТВ ПИРИТА

Прогнозно-поисковый комплекс свойств пирита в самом общем виде содержит сведения, которые составляют критериальную основу косвенной оценки рудных полей, месторождений, зон и перспективных участков. Его применение при региональных и локальных поисково-разведочных работах в пределах рудных полей и месторождений направлено на решение последовательных задач: распознавание рудоносной минерализации среди вмещающих осадочно-метаморфических сред, распознавание и типизацию рудных зон и тел в месторождениях, определение пространственного положения и оценку перспективности рудоносных участков, определение уровня эрозионного среза месторождений и рудных зон. Сущность применения "пиритового" комплекса состоит в получении необходимого объема данных об особенностях пиритизации рудного поля и месторождения и последующем преобразовании полученных данных в информацию о наличии и параметрах золоторудной минерализации.

Анализ всех имеющихся данных по свойствам пирита показал, что количественная оценка связей свойств пирита с искомыми параметрами продуктивной минерализации в настоящее время либо невозможна, либо допустима только для отдельных параметров: корректные выборки данных ограничены, а причинность эмпирически устанавливаемых связей или недостаточно определена, или понижается интуитивно. Кроме того, диапазон колебаний свойств конкретной генерации и генетического типа пирита обычно значителен, а усредненные оценки весьма приближенные. Поэтому, во-первых, отдельные разновидности пирита могут быть неразличимы по исследуемым свойствам; во-вторых, средние значения конкретного признака пирита определенного генетического типа в принципе не могут быть корректными, так как в настоящее время невозможно учесть количественное соотношение всех разновидностей, входящих в генетическую группу.

Таким образом, возможна только качественная оценка наиболее вероятного значения конкретного свойства пирита и преобладающего

типа пространственных и эволюционных структур этого свойства. Тем не менее это не исключает принципиальной возможности использования свойств пирита для решения практических задач. Такая возможность подтверждается тем, что, во-первых, некоторые свойства пирита являются более точными индикаторами (признаками) золоторудной минерализации, чем валовые химические и спектральные анализы пород. Во-вторых, ореолы распространения пирита с определенными свойствами часто шире, чем сопутствующие геохимические ореолы продуктивной минерализации и, следовательно, легче обнаруживаются при региональных поисках. В-третьих, пространственные структуры свойств пирита могут быть контрастнее геохимических структур (например, структуры Au_{py} по сравнению со структурами золотеносности пород), поэтому они могут обеспечивать более точное определение перспективных участков. Наконец, в-четвертых, включение критериев пиритового прогнозно-поискового комплекса в более крупные системы прогнозно-поисковых критериев повышает эффективность последних.

Горизонтальные структуры свойств пирита в рудных полях

Преимущественная локализация золоторудных месторождений в осадочно-метаморфических породах предопределяет основную задачу при региональных поисковых работах — распознавание и типизацию областей развития рудогенного пирита III на фоне регионального распространения пирита I и II. Следовательно, необходимым условием решения этой задачи является определение комплекса признаков, специфических для осадочного, метаморфического и рудогенного пиритов.

Сравнительный анализ распространения, особенностей локализации, концентрационных структур, типов обособлений, структур индивидов и состава минеральных включений пирита из вмещающих осадочно-метаморфических сред (пирит I + II) и рудоносных ореолов (пирит III) показал, что в первом приближении по этим признакам можно отличить осадочно-метаморфическую и рудогенную пиритизацию (табл. 59).

Вместе с тем перечисленные признаки пирита часто недостаточны для точной идентификации пирита конкретной генетической группы, поэтому обычно необходимо привлечение дополнительных данных. Анализ состава, содержания мышьяка, кобальта, никеля, изотопов серы и золота, ТЭДС и облика кристаллов пирита позволяет сделать вывод, что за редким исключением эти признаки пирита позволяют надежно отличать один генотип пирита от другого.

Например, концентрация мышьяка в рудогенном пирите почти всегда выше, чем концентрация в осадочном и метаморфическом пирите, кроме наиболее поздних генераций пирита III из кварцевых жил и послепродуктивных кварц-карбонатных прожилков. Для рудогенного пирита фиксируются более высокие концентрации кобальта, никеля, золота и тяжелого изотопа серы, чем для осадочного и метаморфического, а формы его кристаллов заметно отличаются от форм пирита других генотипов (табл. 60).

Таблица 59. Сравнительная характеристика пирита золоторудных полей

Признак пирита	Генетическая группа и характеристика пирита	
	осадочная и метаморфическая (пирит I + II)	рудогенная (пирит III)
Распространение	Региональные зоны и горизонты пиритизации	Локальные участки сложной конфигурации
Локализация	Избирательная в анизотропных средах; области пластических деформаций	Избирательная в дифференцированных метасоматитах; области хрупких деформаций
Концентрационная структура	Гомогенная, неясно выраженная пятнистая и полосчатая	Дискретная пятнистая, струевидная, каркасная, ячеистая
Тип обособлений	Глобулярные пиритосферы; обломочные и окатанные фрагменты индивидов; метакристаллы; конкреционные и прожилковые формы	Кристаллы сложных форм; полнокристаллические агрегаты; неправильные и прожилковые обособления
Структура индивидов	Блоковая, неясно- и макрозональная (редкие широкие зоны простой формы); признаки пластичных и хрупких деформаций	Преимущественно микрозональная (контрастные микрзоны сложной формы); признаки растворения и регенерации
Микровключения	Алюмосиликаты, карбонаты, кварц, титаномagnetит, пирротин, ильменит, марказит, фрагменты вмещающих сред	Арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, сульфоантимониды, самородное золото и др.

Таблица 60. Сравнительная характеристика кристаллохимических и физических признаков пирита золоторудных полей

Признак пирита	Генетическая группа и характеристика пирита	
	осадочная и метаморфическая (пирит I + II)	рудогенная (пирит III)
S_{Py}	Избыток в слабо метаморфизованных средах и дефицит в сильно метаморфизованных	Содержание близко стехиометрическому
As_{Py}	Низкие концентрации (кроме вмещающих сред с мышьяковой специализацией)	Концентрация более высокая, чем концентрация в пирите I и II (кроме наиболее поздних генераций)
Co_{Py}, Ni_{Py}	Co и Ni в слабо метаморфизованных средах и Co, Ni в сильно метаморфизованных	Концентрации Co и Ni обычно более высокие, чем таковые в пирите I и II
$\delta^{34}S_{Py}$	Большая дисперсия и преимущественно отрицательные значения	Малая дисперсия и преимущественно положительные значения
ТЭДС $_{Py}$	Преобладает n + r-тип в слабо метаморфизованных средах и n-тип в сильно метаморфизованных	Преобладает r-тип в рудосных метасоматитах и (n + r)-тип в жильных гидротермалитах
Облик	Типичны искаженные кубические кристаллы	Типичны комбинации (100) + (210) + (111)
Au_{Py}	Фоновая золотоносность (диапазон 0,п — 1,0 г/т)	Высокая золотоносность (диапазон 0,п — п,0·10 ³ г/т)

Разница между пиритом вмещающих пород и пиритом рудоносных ореолов отражает пространственное смещение признаков пирита при приближении к рудоносным участкам и при переходе из региональных осадочно-метаморфических сред в пределы месторождений. Направление этого смещения (увеличение или уменьшение признака) и его особенности (монотонное однонаправленное, периодическое изменение и др.) образуют горизонтальную структуру признака. Если тип структуры устойчив, то комплекс признаков пирита региональных осадочно-метаморфических сред в общем виде позволяет предсказывать свойства рудогенного пирита, которые следует ожидать в пределах рудоносных участков. Количественное выражение пространственного смещения признака, если оно определено и устойчиво, дает довольно точный прогноз признаков пирита рудоносных участков (месторождений) по данным определения свойств осадочного и метаморфического пирита. Действительно, если свойства подсистем осадочно-метаморфической и рудогенной пиритизации согласованы и, например, известно, что при развитии рудогенного пирита его золотоносность возрастает на один-два порядка по сравнению с золотоносностью фонового пирита вмещающих пород, то установленные концентрации золота в метаморфическом пирите II легко преобразуются в вероятные концентрации золота в пирите III.

Некоторые признаки пирита обычно малоэффективны и не используются при региональных поисковых исследованиях (например, отражательная способность, микротвердость, удельный вес, параметры кристаллической решетки и другие свойства пирита). Применение других признаков ограничивается аналитическими возможностями современной аппаратуры и стоимостью исследований. В частности, исследование изотопного состава серы пирита связано с использованием достаточно сложной аппаратуры и требуют значительных затрат. Поэтому такие признаки, даже если они являются перспективными для разработки прогнозно-поисковых критериев рудоносной минерализации, редко входят в прогнозно-поисковые комплексы.

Горизонтальные структуры свойств пирита в рудных полях анализировались без учета типа вмещающих сред и эрозионного среза. В настоящее время учесть эти различия рудных полей не представляется возможным из-за отсутствия необходимых данных. Вместе с тем не вызывает сомнений, что различия пирита слабо и сильно метаморфизованных пород могут существенно повлиять на тип горизонтальной структуры конкретного признака пирита при локализации рудных месторождений в породах низких, средних и высоких фаций регионального метаморфизма.

Горизонтальные структуры свойств пирита в рудных месторождениях

Поиск устойчивых горизонтальных структур различных свойств (признаков) пирита в пределах месторождений представляет исключительно сложную задачу.

Во-первых, в горизонтальных сечениях рудных полей переход от вмещающих сред к рудоносным ореолам месторождений эквивалентен

переходу от ранних генотипов пирита I и II к позднему генотипу пирита III и, следовательно, возможно взаимное согласование данных по изменению свойств пирита во времени и пространстве. В пределах собственно месторождений такое согласование сложнее, так как общая идея о более раннем формировании ореолов прожилково-вкрапленной минерализации по сравнению с кварцево-жильными телами не может применяться к данным для конкретного сечения (профиля) на уровне фиксированного горизонта месторождения: во времени часто наблюдается устойчивая последовательность изменения признака от ранних до поздних генераций пирита, а его изменение при приближении к жильным рудным телам на различных горизонтах может быть противоположным.

Во-вторых, горизонтальные структуры признаков пирита больше зависят от глубины в месторождениях, чем в рудных полях. Для рудных полей вертикальная изменчивость признаков пирита менее выражена, чем для месторождений: для последних же имеет принципиальное значение — на каком горизонте (надрудном, рудном или подрудном) анализируется изменение свойств рудогенного пирита при приближении к осевому кварцево-жильному рудному телу.

В-третьих, тип горизонтальной структуры конкретного признака существенно зависит от типа (состояния развития) рудной зоны. На ранних фазах развития зон осевые рудные тела обычно представлены локальными телами прожилково-вкрапленной минерализации, развитыми в пределах околорудного ореола существенно вкрапленной сульфидизации; на поздних фазах развития осевые тела представлены уже жильными комплексами с широким развитием поздних непродуктивных ассоциаций. Следовательно, суммарная характеристика свойств пирита осевых минерализованных зон и жильных тел может существенно различаться и влиять на тип горизонтальной структуры.

Сложность в том, что перечисленные особенности горизонтальных структур свойств пирита далеко не всегда могут быть учтены: большинство авторов цитируемых работ не указывает — на каком горизонте и для какого типа рудной зоны получены исходные данные об изменении свойств пирита. Только учитывая то обстоятельство, что большинство известных месторождений относится к золото-кварцевому типу (завершающая фаза развития) с выходом кварцево-жильного комплекса на уровень современной поверхности (средние горизонты), можно предположить сопоставимость данных разных авторов. Но тогда выводы о наиболее устойчивом типе горизонтальной структуры конкретного признака пирита для золоторудных месторождений нельзя однозначно применять при разведке месторождений типа минерализованных зон и эродированных до уровня или фронтальных, или корневых горизонтов.

С учетом этих оговорок, наиболее устойчивым типом изменения свойств (признаков) пирита в направлении рудных тел являются: уменьшение содержания кобальта и никеля, увеличение концентраций в пирите тяжелого изотопа серы и золота, рост интенсивности развития пентагондодекаэдрических и октаэдрических граней в кристаллах и изменение типа проводимости пирита от дырочного к смешанному.

Таблица 61. Горизонтальные структуры признаков пирита в золоторудных месторождениях

Признак пирита	Изменение признака с приближением к рудному телу
S_{P_1}	Предположительно снижение
As_{P_1}	Увеличение в минерализованных зонах и частое уменьшение в кварцевожильных гидротермалитах
Co_{P_1}	Уменьшение в различных типах зон
Ni_{P_1}	Уменьшение (иногда аномально высокие значения в поздних непродуктивных жилах)
$(Co:Ni)_{P_1}$	Преимущественно уменьшение
$\delta^{34}S_{P_1}$	Устойчивое смещение в область положительных значений $\delta^{34}S_{P_1}$
ТЭДС $_{P_1}$	Переход к смешанному типу проводимости (иногда в жилах преобладает п-тип)
Облик	Рост интенсивности развития форм {210} и {111} (иногда появление формы {100} в наиболее поздних жилах)
Au_{P_1}	Общее увеличение содержаний и дисперсии, с появлением незолотосодержащих разновидностей пирита в мощных кварцевых жилах

Ограниченные данные для рудных зон прожилково-вкрапленного типа позволяют предполагать, что концентрация мышьяка в пирите таких зон будет устойчиво возрастать в направлении осевых участков, а в зонах кварцево-жильного типа — уменьшаться в этом же направлении. Аномальное развитие поздних непродуктивных ассоциаций также может влиять на горизонтальную структуру признака: пирит таких ассоциаций часто обладает аномально высокими содержаниями никеля, отрицательной проводимостью и кубической формой кристаллов (табл. 61).

Наиболее важным следует признать вывод о возможных различиях горизонтальных структур свойств пирита на разных горизонтах месторождения. Если эта зависимость существует и будет обоснована при дальнейших исследованиях, то ее практическое значение очевидно: по типу горизонтальной структуры на конкретном горизонте можно будет определять положение этого горизонта в вертикальном диапазоне месторождения, оценивать степень эроированности месторождения и рудной зоны, а следовательно, и предсказывать параметры оруденения на более глубоких уровнях.

Вертикальные структуры свойств пирита в рудных месторождениях

Изменение свойств минералов в пределах месторождений от современной поверхности (уровня эрозионного среза) до наиболее глубоких горизонтов всегда вызывал у исследователей особый интерес. Действительно, если между свойствами минерала и искомыми параметрами (концентрациями золота, минеральными и технологическими типами руд и др.) существует устойчивая корреляция, то данные по верти-

Таблица 62. Вертикальные структуры признаков пирита золоторудных месторождений

Признак пирита	Изменение признака с глубиной
S_{P_1}	Предположительно уменьшение
As_{P_1}	Максимальные значения на средних горизонтах
Co_{P_1}	Устойчивое увеличение
Ni_{P_1}	Наиболее типично увеличение
$(Co:Ni)_{P_1}$	Увеличение
$\delta^{34}S_{P_1}$	Минимальная дисперсия и положительные значения на средних горизонтах
ТЭДС $_{P_1}$	Общее смещение к n-типу проводимости
Облик	Максимум развития комбинации (210) + (111) на средних горизонтах с общим ростом интенсивности развития грани (100)
Au_{P_1}	Общее увеличение с максимумом на средних горизонтах

кальному распределению (вертикальной структуре) свойств минерала могут быть преобразованы в оценку вертикального распределения искоемых параметров.

Вместе с тем реализовать на практике потенциальную возможность определения концентрационной структуры золота, перспективности глубоких горизонтов и других искоемых параметров по особенностям вертикального распределения свойств пирита оказалось не так просто. Во-первых, установлено разнонаправленное изменение свойств пирита с глубиной. Во-вторых, вертикальная структура конкретного признака пирита зависит от среды его локализации, поэтому в околорудном ореоле и осевом рудном теле может наблюдаться противоположное изменение признака от верхних горизонтов к нижним. В-третьих, пока неясна зависимость вертикальных структур свойств минералов от состояния развития месторождения и неизвестно, в какой мере вертикальные структуры в золото-сульфидных месторождениях подобны структурам в золото-кварцевых месторождениях. В-четвертых, корреляционные связи свойств пирита и искоемых параметров не имеют количественного выражения и в настоящее время определены в самом общем виде.

Обобщение данных по свойствам пирита на верхних, средних и нижних горизонтах золото-кварцевых месторождений показали существование двух основных типов вертикальных структур признаков. Первый тип структур фиксирует устойчивое однонаправленное изменение признака (увеличение или уменьшение) от верхних горизонтов к нижним, второй тип структур отражает более сложное распределение значений признака в вертикальном диапазоне — с максимумом или минимумом на уровне средних горизонтов. Причинность образования разных типов вертикальных структур неясна, но обращает на себя внимание тот факт, что модельная конструкция месторождения (см. главу I) предполагает разнонаправленное изме-

нение свойств минералов с глубиной в двух областях модели — выше и ниже "критической зоны".

В самом общем виде от верхних горизонтов месторождений к нижним увеличивается концентрация кобальта и никеля в пирите, проводимость пирита последовательно меняется от дырочного до электронного, а форма кристаллов становится преимущественно кубической. Разнонаправленное изменение от верхних горизонтов к средним и от средних к нижним наблюдается для содержаний мышьяка, золота и тяжелого изотопа серы в пирите: до средних горизонтов значения этих признаков увеличиваются, а от средних до нижних — уменьшаются (табл. 62). Если это так, то характер изменения свойств пирита с глубиной в ограниченных вертикальных интервалах может быть использован в качестве критерия уровня эрозионного среза месторождения, так как увеличение или уменьшение признака в разведанном интервале однозначно указывает на степень эродированности месторождения. Например, увеличение мышьяковистости и золотоносности пирита от уровня эрозионного среза на глубину фиксирует слабо эродированное месторождение, а уменьшение содержания этих элементов с глубиной типично для сильно эродированных месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ и обобщение материалов опубликованных работ по пириту золоторудных месторождений показали, что при всей отрывочности, неточности и противоречивости данных они дают достаточно полное представление о состоянии изученности пирита, позволяют сделать ряд выводов об основных закономерностях пространственно-временной изменчивости свойств пирита и наметить пути решения задачи создания эффективных прогнозно-поисковых комплексов. Интерпретация исходных данных приводит к системе взаимосвязанных допущений, предположений и выводов, которые являются нетривиальными и имеют важное значение как для использования известных данных при поиске и разведке месторождений, так и для планирования дальнейших исследований. Кроме того, некоторые следствия проведенного обобщения выходят за пределы собственно вопросов изучения пирита и затрагивают вопросы прикладной минералогии в целом.

Во-первых, обобщение данных со всей очевидностью показало действительное состояние изученности минералов золоторудных месторождений: наиболее распространенный минерал золоторудных месторождений, который непрерывно исследуется в течение последних десятилетий и для которого проведено несколько обобщающих работ оказался по существу малоисследованным. Анализ основных свойств пирита только в некотором, весьма ограниченном отношении (изменение свойств во времени и пространстве) обнаружил, что по всем направлениям исследований в настоящее время отсутствуют необходимые данные для корректных заключений и количественных оценок зависимостей.

Во-вторых, опубликованные данные весьма сложно использовать для обобщения, интерпретации и выводов о закономерностях рудообразующих процессов. И проблема не столько в том, что авторы часто не оговаривают вид применяемого анализа и его точность, однородность выборки проб пирита по генерации, генетическому типу, среде локализации и пространственному положению пирита, сколько в отсутствии ясных теоретических и методологических оснований проводимых исследований. Действительно, можно ли судить об эволюции свойств пирита в процессе развития месторождений по их изменению в 3—4 минеральных ассоциациях? В какой мере распределение признака в вертикальном интервале 200—300 м может интерпретироваться как вертикальная зональность месторождения? Как проводить прогнозную оценку месторождения на

основании распределения конкретного признака в ограниченном пространстве, если неизвестны ни общая пространственная структура данного признака в подобных месторождениях, ни степень эродированности объекта исследования? Более того, возможно ли вообще формирование устойчивых пространственных структур свойств минерала при допущении импульсного массопереноса "порций растворов" из удаленного источника рудного вещества в область рудоотложения? Большинство этих вопросов в опубликованных работах не рассматривается, а следовательно, до настоящего времени нет и достаточно ясных методических установок в области прикладной минералогии. Поэтому сколько бы ни продолжались ссылки на известные успехи в применении минералогических данных при поиске и разведке месторождений, принципиально невозможно достичь высокой эффективности прикладных минералогических исследований при существующем отношении к методологии.

В-третьих, анализируемые данные получены для месторождений разного состава, минералого-геохимической специализации, степени эродированности и разведанности и т.д. Даже если принять допущение, что большинство исследуемых месторождений относится к единому золото-сульфидно-кварцевому классу (материалы по золото-серебряным рассматриваются в качестве дополнительных), то остается проблема состояния развития конкретного месторождения. Не вызывает сомнений, что между золото-сульфидными, золото-сульфидно-кварцевыми и золото-кварцевыми месторождениями существуют постепенные переходы и во времени они смещены относительно друг друга. Если это так, то параллельно переходу (развитию) месторождения от сульфидного к сульфидно-кварцевому и, далее, кварцево-жильному состоянию эволюционируют и минеральные подсистемы. Следовательно, структуры свойств пирита должны зависеть от наблюдаемого конечного состояния развития месторождения и некоторые из приведенных данных по пириту подтверждают эту зависимость. Вместе с тем учесть смещение всех свойств пирита в процессе развития золоторудных месторождений в настоящее время невозможно из-за ограниченности исходных данных. Поэтому можно лишь подчеркнуть, что такая зависимость существует и требует учета при минералогических исследованиях, но в современной минералогической литературе этот аспект развития рудных месторождений не рассматривался.

В-четвертых, обобщение данных по пространственным вариациям свойств пирита в горизонтальных и вертикальных сечениях золоторудных месторождений обнаружили некоторые специфические особенности пространственных структур признаков. Наиболее важен вывод, что при приближении к рудным телам свойства пирита меняются разнонаправленно в зависимости от горизонта месторождения (положения горизонтального сечения в вертикальном интервале). Эта зависимость предполагалась структурой вероятной модельной конструкции золоторудных месторождений (см. главу I): исходя из предположения о преимущественно замкнутом массопереносе, горизонтальное изменение свойств пирита выше и ниже критической области

должно быть различным и, скорее всего, противоположным. Эта особенность горизонтальных структур недостаточно обоснована фактическими данными и требует дальнейших исследований. Но если различия горизонтальных структур свойств пирита в вертикальном диапазоне месторождения реально существуют и будут корректно обоснованы при дальнейших исследованиях, то это приведет к некоторым важнейшим следствиям. Первое следствие состоит в том, что без знания общей пространственной структуры конкретного признака в данном типе месторождения нельзя распространять данные по отдельным пересечениям рудной зоны на всю зону и тем более на другие зоны. Поэтому широко распространенные в минералогической литературе выводы о том, что в направлении к рудному телу конкретное свойство минерала меняется определенным образом, обычно основаны на отдельных пересечениях рудных зон и являются некорректными — на другом горизонте или в другом рудном теле это свойство минерала может меняться в противоположном направлении. Второе следствие — при условии определения устойчивого типа горизонтальной структуры свойств минералов на верхних, средних и нижних горизонтах месторождений конкретного класса появляется принципиально новый критерий степени эродированности объекта, т.е. тип горизонтальной структуры свойств минерала на современной поверхности.

В-пятых, в рамках интегральной гипотезы и модельной конструкции месторождений золото-сульфидно-кварцевого класса предполагалось, что развитие всех компонентов месторождений взаимосвязано и взаимообусловлено. Так как это предположение распространяется на все минеральные подсистемы в целом и подсистему пирита в частности, то взаимосвязанное развитие различных типов пирита должно отразиться в пространственных и эволюционных структурах его свойств. Действительно, при развитии рудоносных ореолов с пиритом III на фоне региональной осадочно-метаморфической пиритизации (пирит I и II) отмечается появление вокруг рудоносных ореолов области снижения содержания фонового пирита. В пределах рудных зон установлено, что в вертикальном диапазоне с глубиной некоторые свойства пирита в околорудном ореоле и осевом рудном теле меняются сопряженно и противоположно: если в ореоле значение конкретного признака пирита увеличивается, то в осевом жильном теле это значение уменьшается. Некоторые данные свидетельствуют и о том, что в процессе развития эндогенной минерализации ее минеральные подсистемы взаимодействуют и влияют на свойства минералов. Например, вокруг микровключений арсенопирита в кристаллах пирита наблюдается ореол понижения содержания мышьяка в пирите; в серии разновременных минеральных ассоциаций мышьяковистость пирита увеличивается от ранних генераций к поздним до появления в ассоциациях крупнокристаллического арсенопирита: с этого момента в последующих генерациях пирит часто содержит минимальные концентрации мышьяка. Эти же особенности изменения содержания в минерале конкретного элемента после появления самостоятельной минеральной макроформы этого элемента отмечаются и для золота в пирите.

В-шестых, исходная модель месторождений предполагала, что изменение свойств минералов в вертикальном интервале сверху вниз не может быть монотонным и однонаправленным из-за наличия критической области на уровне прикорневых горизонтов. Наиболее вероятно, что вертикальные структуры свойств минералов должны отличаться в отрезках вертикального интервала выше и ниже критической области месторождения. Анализ данных по вертикальной изменчивости свойств пирита в золоторудных месторождениях подтверждает существование типа распределения с максимумом или минимумом значений конкретного признака пирита на средних горизонтах месторождений; следовательно, выше и ниже средних горизонтов данный признак должен меняться противоположно. Возможно, что именно этим объясняются выводы различных исследователей о существовании месторождений с прямой и обратной зональностью, а в действительности эти выводы могут отражать анализ разных фрагментов единой вертикальной структуры.

В целом можно сделать вывод, что некоторые из установленных особенностей пространственно-временного распределения свойств пирита предполагают более сложные структуры свойств минералов в золоторудных месторождениях, чем обычно приводимые в литературе схемы зональности и стадийности. Наблюдаемые вариации свойств пирита трудно согласовать и с постулатами ведущей магмато-гидротермальной парадигмы теории рудообразования — внешним источником рудного вещества, фильтрационным массопереносом и полостной кристаллизацией. Более того, современные теоретические и методологические основания прикладной минералогии не содержат обоснованных предпосылок для эффективного применения минералогических данных при поиске и разведке рудных месторождений, а многочисленные данные по свойствам даже наиболее распространенных и изученных минералов явно недостаточны для создания прогнозно-поисковых комплексов.

Итак, очень важно подчеркнуть, что при всей спорности исходных данных и предположительности выводов даже тривиальное индуктивное обобщение обнаружило такие особенности пространственно-временных вариаций свойств пирита, которые ранее не были известны. Еще существеннее, что это обобщение поставило вопросы развития минеральной подсистемы, которые в рамках традиционной магмато-гидротермальной гипотезы формирования месторождений не могли быть даже сформулированы. В этом смысле значение проведенного анализа литературных данных выходит далеко за пределы частного вопроса о свойствах пирита золоторудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев М.В., Проценко В.Ф., Василевский Б.Б.* Некоторые минералогические особенности золотой минерализации в углеродистых толщах Центральных Кызылкумов // Актуальные вопросы геологии, минералогии и геохимии золота и серебра Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1983. С. 127—132.
2. *Амосов Р.А., Гуреев В.Ф.* К онтогении самородного золота // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Ч. 1, вып. 96. С. 138—148.
3. *Амосов Р.А., Чувикина Н.Г.* Об ориентированных сростаниях самородного золота с некоторыми минералами // Новое в минералогических исследованиях. М.: ИГЕМ АН СССР, 1976. С. 19—21.
4. *Арифулов Ч.Х.* О минералогии и генезисе зон прожилково-вкрапленного золото-сульфидного оруденения Кызылкумов // Узб. геол. журн. 1976. N 5. С. 54—61.
5. *Арифулов Ч.Х.* Генетические типы пиритов и их использование для оценки золотоносности зоны сульфидной минерализации // Материалы IV научной конференции молодых ученых. Ташкент: САИГИМС, 1978. С. 5—6.
6. *Бадалов С.Т., Поваренных А.С.* О формах вхождения элементов-примесей в сульфиды // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1967. N 21, вып. 1. С. 67—74.
7. *Беленькая Н.С.* Руководящие простые формы пирита // Зап. ВМО. 1980. Ч. 109, вып. 4. С. 358—361.
8. *Беленькая Н.С.* Возможные топотаксические сростания самородного золота и пирита // Зап. Узб. отд. ВМО. 1983. Вып. 36. С. 14—18.
9. *Берберьян Т.К.* Икосаэдр — геометрическая модель высокоупорядоченных фрамбондов пирита // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, N 2. С. 456—458.
10. *Бертман Э.Б.* О генезисе "осадочно-диагенетических" пиритов // Минералогия и геология месторождений цветных и благородных металлов Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1983. С. 101—109.
11. *Блюман Б.А., Бокулев А.А.* Геохимия сульфидов метаморфизованных углеродистых пород Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геохимия. 1984. N 11. С. 1788—1791.
12. *Брадинская Е.М., Казаченко Ю.А., Завьялова Л.Л.* Неоднородность состава золотоносного пирита // XI съезд ММА: Тез. докл. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. Т. 11. С. 85.
13. *Булатова Л.Ш.* Основные черты геохимической зональности золото-сульфидного месторождения Бургунда (Таджикская ССР) // Зап. Узб. отд. ВМО. 1981. Вып. 34. С. 131—135.
14. *Буряк В.А.* Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
15. *Буряк В.А.* Пространственно-временная эволюция состава изотопов серы золото-рудных месторождений среди углеродистых толщ // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, N 1. С. 160—164.
16. *Бушмакин А.Ф.* Сохранение структурных и текстурных особенностей черных сланцев в метакристаллах пирита // Тр. КомиФил. АН СССР. 1980. Вып. 31. С. 64—65.
17. *Виколова Л.П., Новикова А.Н., Котельников В.П.* Пирит — индикатор золото-сульфидного оруденения // Разведка и охрана недр. 1980. N 9. С. 58—60.
18. *Виноградов В.И.* Распределение изотопов серы в минералах золоторудных месторождений // Изотопы серы и вопросы рудообразования. М.: Наука, 1967. С. 7—37.
19. Влияние электрофизических свойств сульфидов и электрохимических явлений на процессы гидротермального рудообразования / А.П. Карасев, Г.И. Князев, В.И. Красников, Р.С. Сейфуллин // Геология и геофизика. 1969. N 11. С. 29—38.
20. *Воин М.И.* Некоторые особенности накопления золота в пределах ореолов место-

рождений прожилково-вкрапленного типа // Геология, методы поисков месторожд. металлич. полезн. ископаемых: Обзор. М.: ВИЭМС, 1976. N 10. С. 15—26.

21. *Воин М.И.* Геолого-геохимические особенности золоторудной минерализации в "черносланцевых" толщах и применение геохимических методов при ее поисках, оценках и разведке // Геологические методы поисков и разведка месторождений полезных ископаемых: Обзор. М.: ВИЭМС, 1978. 53 с.

22. *Воин М.И.* Различия в функциях золотоносных "черных сланцев" по отношению к распределению элементов-примесей // Геохимия, минералогия и литология черных сланцев: Тез. докл. Сыктывкар: КомиФил. АН СССР, 1987. С. 61—62.

23. *Войков Д.М., Гриненко Л.Н., Давиденко Н.М.* Об источнике вещества золоторудных проявлений Чукотской складчатой области (по изотопным данным серы) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. N 2. С. 74—80.

24. *Воронков А.К., Яковлев В.Г.* О природе минеральных ассоциаций рудных месторождений в черносланцевых толщах // Теоретические и прикладные исследования в минералогии: Тез. докл. Сыктывкар: КомиФил. АН СССР, 1985. С. 97—98.

25. *Воронков А.К., Проценко В.Ф., Яковлев В.Г.* Минералогические критерии прогнозирования оруденения в Центральных Кызылкумах // Зап. Узб. отд. ВМО. 1985. Вып. 38. С. 16—22.

26. *Ворошилов В.Г.* Минералогическое картирование березитов как метод оценки золотоносных жил // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 42—47.

27. *Гавриленко Б.В.* Роль метаморфизма в концентрировании золота // Геохимические критерии перспектив рудоносности метаморфических комплексов докембрия. Апатиты: Кол. Фил. АН СССР. 1978. С. 80—92.

28. *Гаврилов А.М.* Выявление сингенетичной природы дисперсного золота в сульфидах по данным его распределения // Тр. ЦНИГРИ. 1983. Вып. 178. С. 36—40.

29. *Гаврилов А.М., Гриненко Л.Н.* О генезисе одного из золоторудных месторождений прожилково-вкрапленных руд по данным изотопного состава серы сульфидов // Там же. 1980. Вып. 150. С. 62—68.

30. *Гаврилов А.М., Делицин Л.М.* Некоторые экспериментальные данные о воздействии золотоносных растворов на арсенопирит и пирит в гидротермальных условиях // Там же. 1974. Вып. 112. С. 106—111.

31. *Гаврилов А.М., Седелников Г.В.* Некоторые особенности распределения и формы нахождения золота в сульфидах одного из месторождений вкрапленных руд в углеродистых толщах // Там же. 1981. Вып. 157. С. 33—36.

32. *Гаврилов А.М., Сандомирская С.М., Пешаков А.П.* Об изменчивости состава золотосодержащих сульфидов — пирита и арсенопирита на месторождении вкрапленных сульфидных руд в углеродсодержащих породах // Там же. 1980. Вып. 150. С. 56—61.

33. *Гамянин Г.Н., Лескова Н.В.* Состав ранних сульфидов золоторудных проявлений (Верховно-Колымская складчатая система) // Минералогические особенности эндогенных образований Якутии. Якутск: Якут. Фил. АН СССР, 1979. С. 70—86.

34. *Гапон А.Е.* Классификация пирита догалдынской свиты и его значение при поисках рудного золота // Вопросы геологии и золотоносности Ленского района. Иркутск: Наука, 1969. С. 171—187.

35. Геология, вещественный состав руд и геохимические особенности Васильковского золоторудного месторождения / В.М. Абишев, Е.В. Баханова, Ю.М. Зорин и др. // Геология, геохимия и минералогия золоторудных районов и месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1972. С. 107—162.

36. Геолого-минералогические особенности золоторудного месторождения сульфидно-вкрапленных руд / Н.Я. Гурейкин, Ч.Х. Арифулов, В.Г. Дзялошинский и др. // Сов. геология. 1982. N 5. С. 86—95.

37. *Гриненко Л.Н., Андреева М.Г., Гаврилов А.М.* Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов золоторудных месторождений Белейского района (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 1965. N 3. С. 325—336.

38. *Гуреев В.Ф.* Минералого-геохимический шлиховой метод поисков золоторудных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 1970. 9 с.

39. *Гуреев В.Ф., Гребенникова А.М.* Минералого-геохимический шлиховой метод поисков золоторудных месторождений // Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений. Фрунзе: Илим, 1975. С. 32—36.

40. Гуреев В.Ф., Константинов М.М., Альшеева Э.И. О соотношении сингенетического тонкодисперсного и наложенного золота в пирите // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181, N 5. С. 1229—1231.

41. Даценко В.М., Прохорова В.Г. Сульфидные конкреции протерозойских отложений Енисейского края и их роль в рудогенезе // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 7. Кн. 2. С. 221—227.

42. Два типа перераспределения золота сульфидно-вкрапленных руд в черных сланцах / Н.П. Ермолаев, М.И. Ильин, Л.Г. Пальмова и др. // Геология рудн. месторождений. 1986. Т. 28, N 1. С. 48—57.

43. Дембо Т.М. Ориентировка кварцевых оторочек около порфиробластов пирита в южной части Патомского Нагорья как показатель направления тектонических подвижек // Докл. АН СССР. 1953. Т. 89, N 4. С. 980—982.

44. Долженко В.Н. Содержание благородных металлов в древних углеродистых отложениях Северного Тянь-Шаня // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 7, Кн. 2. С. 26—30.

45. Евзикова Н.З. Поисковая кристалломорфология. М.: Недра, 1984. 143 с.

46. Евзикова Н.З., Беленькая Н.С. Изменение формы кристаллов пирита в объеме рудных тел // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 80—89.

47. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А. Стратиформное рудообразование в черных сланцах. М.: Наука, 1986. 174 с.

48. Жабин А.Г., Самсонова Н.С. Минералогические методы при исследовании околорудных ореолов // Зап. ВМО. 1981. Ч. 110, N 1. С. 5—15.

49. Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Исакович И.З. Минералогические исследования околорудных ореолов. М.: Недра, 1987. 159 с.

50. Жуков Ф.И., Лесной Д.А. Изотопы серы и углерода в стратиформных месторождениях складчатых областей. Киев: Наук. думка, 1982. 155 с.

51. Загрузина И.А., Голубчина М.Н. Изотопный состав серы сульфидов золоторудных месторождений СССР // Материалы VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам: Тез. докл. М.: Наука, 1977. С. 15—16.

52. Загрузина И.А., Голубчина М.Н. Изотопный состав серы сульфидов в месторождениях Востока СССР // Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. Новосибирск: Наука, 1983. С. 154—160.

53. Зарембо Ю.Г., Розова Е.В. Электрические свойства пирита и арсенопирита золоторудного месторождения Мурунтау (Центральные Кызылкумы) // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Ч. 1, 2, вып. 96. С. 91—100.

54. Злобин В.А., Вьюшкова Л.А. Геохимическая характеристика терригенных пород вмещающих рудную минерализацию на Енисейском крае и в Ленском районе // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1977. Вып. 370. С. 34—45.

55. Золото-сереброрудные метасоматиты в черносланцевых толщах / К.В. Захаревич, Н.П. Котов, П.А. Ваганов и др. Л.: ЛГУ, 1987. 252 с.

56. Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд // А.А. Сидоров, Ю.И. Новожилов, Д.А. Дорофеев и др. // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, N 4. С. 941—944.

57. Игумнов С.А., Перкова Р.И., Чесноков Б.В. Зональное распределение изотопов серы в кристаллах пирита и некоторые особенности формирования сульфидной минерализации Березовского золоторудного месторождения на Урале // Геохимия. 1977. N 9. С. 1407—1412.

58. Изотопно-геохимическая характеристика зон золоторудной минерализации вкрапленного типа в карбонатных породах / Н.М. Заири, А.П. Глухов, И.И. Палкин, Е.А. Звягина // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, N 4. С. 956—960.

59. Изотопный состав серы из зоны золотоносной сульфидной вкрапленности / Н.М. Заири, С.Д. Шер, В.П. Стрижев и др. // Сов. геология. 1977. N 1. С. 90—98.

60. Изотопный состав серы сульфидов некоторых золоторудных месторождений зоны БАМ / И.А. Загрузина, М.Н. Голубчина, Е.П. Миронюк, Ж.Н. Рудакова // Зап. ВМО. 1980. Ч. СХ, вып. 3. С. 290—300.

61. Изучение физических свойств минералов с целью оценки рудных месторождений / А.П. Карасев, В.И. Красников, Р.С. Сейфуллин, В.А. Фаворов // Разведочная геофизика на рубеже 70-х годов. Л.: Недра, 1974. С. 632—636.

62. Каймисарова А.Г. Об электронномикроскопическом изучении золотоносных пиритов // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1968. N 3. С. 83—86.

63. Каймисарова А.Г. Изучение тонкодисперсного золота в сульфидах черносланцевой

формации (на примере месторождения Бакырчик) // Тез. докл. к съезду ВМО. Л.: Наука, 1976. С. 34—35.

64. *Кайсмисарова А.Г.* Типоморфные особенности золотоносных сульфидов одного из месторождений черносланцевой формации // Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР. 1978. Т. 30. С. 88—93.

65. *Калиткина Н.А.* Изучение процессов укрупнения и дезинтеграции золота в пирите и арсенопирите // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1971. N 5. С. 107—110.

66. *Карпова Л.А., Вазиров К.В.* Типоморфные особенности пиритов одного из золоторудных месторождений Центрального Таджикистана // Докл. АН ТаджССР. 1982. N 4. С. 236—240.

67. *Квасница В.Н., Кузнецов Ю.А., Пономаренко А.П.* Морфогенетические особенности пирита как индикатора золотополиметаллического оруденения в Донбассе // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981. С. 17—33.

68. К вопросу о форме нахождения "невидимого" золота в арсенопирите и пирите / *В.Н. Войцеховский, Б.П. Берковский, О.А. Яшуржинская* и др. // Изв. вузов. Цв. металлургия. 1975. N 3. С. 60—65.

69. *Китаев Н.А., Нестерова А.А., Сарапулова В.Н.* Некоторые особенности распределения элементов-примесей в пиритах в коллективной сульфидной фракции из ореолов Балейского золоторудного поля // Вопросы геологии месторождений золота. Томск: Томск. ун-т, 1970. Т. 239. С. 225—232.

70. *Клемперт С.Я., Королева И.В.* Индикаторное значение элементов-примесей пиритов одного из золото-сульфидных месторождений Западного Узбекистана // Зап. Узб. отд. ВМО. 1983. Вып. 36. С. 24—25.

71. *Князев Г.И., Красников В.И., Сейфуллин Р.С.* О рудоконтролирующем значении притизированных зон в условиях Восточного Забайкалья. Красноярск: Недра, 1967. 126 с.

72. *Князев Г.И., Куделя В.С.* Изменчивость термоэлектрических свойств и твердости некоторых сульфидов с глубиной // Конституция и свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1966. С. 30—34.

73. *Кокин А.В., Силчев М.К.* Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих стратиформное золотое оруденение в Юго-Восточной Якутии // Литология и полез. ископаемые. 1987. N 3. С. 119—128.

74. *Конеев Р.И., Волков Ю.А.* Зональный мышьяковистый пирит из золоторудных месторождений Чаткало-Кураминских гор // Зап. Узб. отд. ВМО. 1977. Вып. 30. С. 44—47.

75. *Конеев Р.И., Турсебеков А.Х., Балакин В.В.* Сравнительная характеристика типоморфных особенностей пирита некоторых золоторудных и медно-порфириновых месторождений Чаткало-Кураминских гор // Минералогия и геохимия месторождений цветных и благородных металлов Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1983. С. 69—75.

76. *Константинов М.М., Стрижев В.П.* Об изотопном составе серы сульфидов золоторудных месторождений Закавказья // Тр. ЦНИГРИ. 1974. Вып. 112. С. 112—115.

77. *Кореннова Н.Г.* Особенности состава зональных кристаллов пирита в связи с изучением их электрических свойств // Там же. 1974. Вып. 112. С. 90—94.

78. *Коробейников А.Ф.* Особенности распределения золота в породах черносланцевых формаций // Геохимия. 1985. N 12. С. 1747—1757.

79. *Коробейников А.Ф., Пшеничкин А.Я.* Геохимические особенности пирита золоторудных месторождений // Там же. 1985. N 1. С. 93—104.

80. *Коробушкин И.М.* О форме нахождения "тонкодисперсного" золота в пирите и арсенопирите // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192, N 5. С. 1121—1122.

81. *Кравцова Р.Г., Соломонова Л.А.* Золото в пиритах руд и метасоматитов золото-серебряных месторождений и рудных полей Северного Приохотья // Геохимия. 1984. N 12. С. 1867—1872.

82. *Куделя В.К., Остапенко А.И.* Р-пириты как признак для поисков месторождений кварцево-золоторудной формации в пределах Украинских Карпат // Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождения. М.: ИГЕМ АН СССР, 1972. С. 191—192.

83. *Куделя В.К., Стульчиков В.А.* Термоэлектрические и оптические свойства кобальт-пиритов Верховшевского рудного района // Геохимия и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1974. Вып. 3. С. 99—104.

84. *Кузнецов Ю.А., Галий С.А.* Геохимические особенности пирита Донецкого бассейна // Минералогия рудных месторождений Украины. Киев: Наук. думка, 1984. С. 75—87.

85. *Курило М.В.* Эволюция сульфидов железа в угленосных отложениях Донбасса // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, N 3. С. 688—691.
86. К энергетике сингенетично-эпигенетического рудообразования / А.К. Воронков, В.Г. Яковлев, В.Ф. Проценко, Ю.С. Савчук // Зап. Узб. отд. ВМО. 1983. Вып. 36. С. 137—140.
87. *Маркина В.М.* Опыт применения кристалломорфологического картирования при оценке одного рудопоявления в Алмалыкском рудном районе // Там же. 1982. Вып. 35. С. 43—45.
88. *Марченко Л.Г.* Природа углеродистого вещества в черносланцевых толщах Казахстана // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 2. С. 55—62.
89. *Марченко Л.Г., Нарсеев В.А., Ершов А.И.* Особенности локализации вулканогенно-гидротермальных проявлений золота в углеродистых толщах Казахстана // Там же. С. 228—235.
90. *Мещанинов Е.З., Мещанинова Г.С., Яковлева Л.И.* Распределение золота и его спутников в пиритах одного из золоторудных месторождений Алмалыкского района // Зап. Узб. отд. ВМО. 1977. Вып. 30. С. 150—152.
91. *Минигулов И.М.* Тонкодисперсное золото Лебединского месторождения (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, N 4. С. 918—919.
92. *Миронов А.Г., Гелетий В.Ф.* Изучение распределения золота в синтетических пиритах с помощью радионуклида ^{195}Au // Там же. 1978. Т. 241, N 6. С. 1428—1431.
93. *Миронов А.Г., Гелетий В.Ф.* Экспериментальные исследования распределения золота в сульфидах // Там же. 1979. Т. 247, N 1, С. 218—222.
94. *Михайлова Л.В.* Признаки золотоносности березитов с глубоких горизонтов Березовского месторождения // Критерии рудоносности метасоматитов: Тез. докл. Алма-Ата: КазИМС, 1969. С. 255—256.
95. *Михеев В.Г., Титаренко А.Д.* Типоморфизм пиритов золоторудных месторождений Южного Заангарья (Енисейский край) // Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1983. С. 8—11.
96. *Михеев В.Г., Прохоров В.Г., Шестаков Ю.Г.* Пирит как индикатор глубинности оруденения на Советском золоторудном месторождении (Енисейский край) // Минерально-сырьевая база Красноярского края и Тувинской АССР. Красноярск: СО АН СССР, 1976. С. 124—125.
97. *Михеев В.Г., Прохоров В.Г., Шестаков Ю.Г.* Зональность Советского золоторудного месторождения, выявляемая по электрофизическим и типохимическим свойствам пирита (Енисейский край) // Минералы и горные породы Красноярского края. Красноярск: СНИИГГИМС, 1977. С. 152—157.
98. *Мозгова Н.Н.* Об изоморфизме в сульфидах и их аналогах // Изоморфизм минералов. М.: Наука, 1975. С. 86—113.
99. *Моисеева М.И., Михайлова Ю.В.* Пирит // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1975. Т. 1. С. 36—48.
100. *Монахов В.С., Галий С.А., Куделя В.К.* Типоморфные особенности пирита ореолов околорудного изменения пород Украинского щита // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1980. N 34—2. С. 37—42.
101. *Мысник А.М.* О поисковом значении метакристаллов пирита в золотоносных породах Калбы // Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1971. С. 163—167.
102. *Мысник А.М.* Элементы-примеси в пиритах Калбы // Тр. Ин-та геол. наук. им. Сатпаева. 1973. Т. 33. С. 151—155.
103. *Намолов Е.А.* Минералого-геохимические критерии оценки золото кварцевых жил // Минерал. сб. 1980. Т. 34, вып. 2. С. 62—66.
104. *Нарсеев В.А., Старова М.М.* О природе тонкодисперсного золота в пиритах и арсенопиритах золоторудных месторождений // Минералогия и геохимия золота. Тез. докл. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. Ч. 1. С. 82—83.
105. Некоторые вопросы "микроминералогии" золоторудных месторождений Узбекистана / Г.М. Чаботарев, И.Х. Хамрабаев, Ю.А. Волков, Р.И. Конеев // Узб. геол. журн. 1979. N 1. С. 3—11.
106. Некоторые электрофизические свойства пирита Восточного Забайкалья / А.П. Карасев, В.И. Красников, В.Д. Пантаев и др. // Геология и геофизика. 1972. N 5. С. 64—71.
107. *Никулин В.Н.* Типоморфное значение термоэлектрических свойств пирита при

оценке золотого оруденения // Новые данные о типоморфизме минералов и минеральных ассоциаций: Тез. докл. М.: ИГЕМ АН СССР, 1977. С. 38, 39.

108. Об использовании электрофизических свойств пиритов при поисках и оценке золотого оруденения / А.А. Акрамов, В.Д. Борцов, Г.И. Журавлев, Х.Р. Рахматуллаев. Узб. геол. журн. 1975. N 5. С. 25—31.

109. О возможности оценки зон сульфидной минерализации на золото по электрофизическим свойствам пиритов на примере месторождения Мурунтау / Ю.Д. Жеребцов, М.И. Политиков, П.С. Ревякин и др. // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. N 3. С. 44—50.

110. Опыт использования типоморфных особенностей пирита при оценке глубоких горизонтов одного из месторождений Восточного Саяна / И.В. Попивняк, А.А. Ясинская, П.А. Рошкетав и др. Минерал. сб. Львов. ун-та. 1985. N 39/1. С. 21—31.

111. О раннем золоте и возможностях его перераспределения в сульфидных рудах / М.С. Сахарова, В.Н. Аполлонов, Н.А. Калиткина и др. Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1972. Вып. 44. С. 64—69.

112. Особенности формирования юрской черносланцевой формации Большого Кавказа и приуроченных в ней месторождений цветных металлов в свете данных изотопно-геохимических исследований / В.И. Буадзе, Г.М. Бенидзе, В.З. Ярошевич, А.А. Юшин. Геохимия, минералогия и литология черных сланцев: Тез. докл. Сыктывкар: КомиФил. АН СССР, 1987. С. 69.

113. *Панов Б.С., Никольский И.Л.* К минералогии Остробугорского золоторудного месторождения в Донбассе // Геология руд месторождений. 1972. Т. 14, N 1. С. 119—124.

114. *Переляев А.П.* Некоторые особенности внутреннего строения зерен пирита гидротермального происхождения // Материалы Пражской конферен. по проблемам постмагматического рудообразования и геохимии рудных жил. М.: Наука, 1963. Т. 1. С. 543—547.

115. *Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.

116. Пирит и его минеральные ассоциации в рудах кварц-сульфидного месторождения / Е.А. Борисова, Г.И. Бочарова, Н.Н. Кривицкая, Е.В. Чернышева // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1983. N 5. С. 43—50.

117. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индибирского района / И.С. Рожков, Г.А. Гринберг, Г.Н. Гамянин и др. М.: Наука, 1971. 240 с.

118. *Полторыхин П.И.* О золотоносности пиритов золоторудной Калбы // Геология и геофизика. 1971. N 12. С. 133—136.

119. *Полторыхин П.И.* Минералого-геохимическая характеристика золотоносных минерализованных зон Калбы и некоторые вопросы их рудогенеза // Геология и разведка. 1972. N 6. С. 79—86.

120. *Полторыхин П.И.* Элементы-спутники в рудах Кызыловской зоны смятия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 3. С. 91—99.

121. *Попивняк И.В.* Об использовании типоморфных признаков пирита в поисковой и оценочной практике // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1976. N 30, вып. 21. С. 39—46.

122. *Попова В.И.* Эволюция кристаллов пирита из Березовского золоторудного месторождения на Урале // Тр. Свердловск. горн. ин-та, 1972. Вып. 86. С. 56—62.

123. *Попова В.И.* К зависимости термоэда пирита от формы кристаллов (на примере Березовского месторождения, Урал) // Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 181—184.

124. *Попова В.И.* Синхронизация кристаллов пирита в жилах и березитах Березовского месторождения // Минералогические исследования гидротермалитов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1980. С. 11—30.

125. *Попов В.А.* Практическая кристалломорфология минералов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 191 с.

126. *Прохоров В.Г.* Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию) // Тр. СНИИГГИМС. Красноярск, 1970. Вып. 103. С. 168.

127. *Прохоров В.Г., Ли Л.В.* Электрохимические и термоэлектрические свойства пирита как критерий условий минералообразования // Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск: Свердловск. горн. ин-т, 1971. С. 113—118.

128. *Прохоров В.Г., Мирошников А.Е.* К изучению зональности кварцево-золоторудных месторождений на примере Саралинского рудного поля // Вопросы геологии месторождений золота. Томск: Томск. ун-т, 1970. Т. 239. С. 153—158.

129. *Прохоров В.Г., Мирошников А.Е., Титаренко А.Д.* Исследование микропримесей

в пиритах золотокварцевых жил Саралинского рудного поля, Кузнецкий Алатау // Зап. Красноярск. отд. ВМО. 1968. Вып. 1. С. 27—33.

130. Прохоров В. Г., Титаренко А. Д., Хейретдинов И. А. Особенности пиритов золоторудных месторождений юга Красноярского края // Материалы геол. конф. Красноярск. геол. управление. Красноярск: СНИИГГИМС, 1966. С. 272—278.

131. Проценко В. Ф. Морфологические особенности осадочно-диагенетических пиритов в углеродистых породах Бельтау (Центральные Кызылкумы) // Зап. Узб. отд. ВМО, 1981. Вып. 34. С. 29—32.

132. Проценко В. Ф. Количественная оценка содержаний пирита (сульфидов) в рудах и породах черносланцевых толщ // Там же. 1988. N 11. С. 46—52.

133. Пшеничкин А. Я. Пирит как поисковый минералогический критерий на золото // Тр. Ин-та геологии КомиФил. АН СССР. 1980. Вып. 31. С. 150—151.

134. Пшеничкин А. Я. Использование кристалломорфологии пирита при минералогическом картировании золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Минералогическое картирование рудоносных территорий. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 60—71.

135. Пшеничкин А. Я., Коробейников А. Ф. Призматические и игольчатые кристаллы пирита из Коммунарского золоторудного поля // Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л.: Наука, 1974. С. 46—51.

136. Пшеничкин А. Я., Коробейников А. Ф. Типоморфные особенности пиритов золоторудных месторождений различных типов // Проблемы генетической информации в геологии. Сыктывкар: ИГ КомиФил. АН СССР. 1976. С. 38—41.

137. Пшеничкин А. Я., Коробейников А. Ф., Масалович А. М. Кристалломорфология искусственного пирита и распределение в нем золота // Зап. ВМО. 1977. Ч. 106, вып. 4. С. 469—474.

138. Пшеничкин А. Я., Коробейников А. Ф., Мацюшевский А. В. Особенности кристалломорфологии и термоэлектрических свойств пиритов золоторудных месторождений различных типов // Изв. Томск. политехн. ин-та. 1976. Т. 260. С. 39—48.

139. Рабинович К. Р. Связь электрических свойств с элементами-примесями пиритов кварцево-золоторудных месторождений // Тр. СНИИГГИМС. 1976. Вып. 236. С. 31—36.

140. Рабинович К. Р., Булытников В. А., Акчурина В. Н. Термоэлектрические особенности пиритов золоторудных месторождений в зависимости от положения относительно гранитоидных плутонов // Тр. Зап.-Сиб. отд. ВМО. 1979. Вып. 9. С. 31—39.

141. Рабинович К. Р., Булытников В. А., Акчурина В. Н. Методические рекомендации по использованию термоэлектрических свойств пиритов для прогнозирования золотого оруденения. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1981. 76 с.

142. Ракчеев А. Д. Зависимость состава и свойств пиритов от условий их образования // Новые методы исследования минералов и горных пород. М.: МГУ, 1973. С. 5—11.

143. Распределение никеля и кобальта в пирите и вмещающих породах Ленского золоторудного района / В. А. Буряк, Т. П. Вольнец, А. П. Гладких и др. // Математические модели в геологии и геоestatистика. М.: Наука, 1973. С. 107—115.

144. Рунн Г. С. Геохимия эндогенного оруденения и критерии прогноза в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.

145. Рунн Г. С., Кавладзе М. Ш., Каперская Ю. Н. Некоторые черты геохимии сульфидов в черносланцевых толщах Саяно-Байкальской горной области // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 7. кн. 2. С. 20—26.

146. Рихванов Л. П., Пшеничкин А. Я., Малысова З. В. Радиогеохимическая характеристика пирита золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Зап. ВМО. 1983. Ч. 112, вып. 1. С. 57—66.

147. Розова Е. В. Об изменчивости термоэлектрических свойств пиритов золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1969. Вып. 86. Ч. 2. С. 86—95.

148. Розова Е. В., Гаврилов А. М. Использование электрических свойств пирита при изучении зональности месторождения Кокпатас Центральные Кызылкумы // Тр. ЦНИГРИ. 1970. Вып. 93. С. 122—129.

149. Розова Е. В., Михайлова Л. В. Изучение электрических свойств пиритов Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал) в связи с их золотоносностью // Там же. 1971. Вып. 96, ч. 1. С. 75—85.

150. Рудоносные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане / Чеботарев Г. М., Волков Ю. А., Конеев Р. И. и др. Ташкент: Фил. АН УзССР, 1969. 260 с.

151. *Сазонов В.Н.* Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 208 с.
152. *Самарцев И.Т., Гусева Л.Д., Иншина В.М.* Эндогенная зональность золоторудных месторождений Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 11. С. 98—108.
153. *Сахарова М.С.* Типоморфные особенности состава пирита золото-сульфидных месторождений // Тр. Минерал. музей им. А.Е. Ферсмана, 1968. Вып. 18. С. 228—234.
154. *Сейфуллин Р.С.* Возможности и перспективы развития термоэлектрического метода изучения рудных минералов // Зап. ВМО. 1978. Ч. CVII, вып. 5. С. 519—528.
155. *Сейфуллин Р.С., Красников В.И.* Физическая природа рудолокализирующей роли пирита // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита: 1968. Вып. 3/5. С. 156—158.
156. *Сейфуллин Р.С., Красников В.И.* Некоторые электрофизические свойства пирита, определяющие его рудолокализирующую роль // Изв. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР. 1969. Т. 5, N 1. С. 48—53.
157. *Середенко Г.А.* Особенности пирита в зонах расщепления черносланцевых толщ Южно-Енисейского района // Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1983. С. 11—15.
158. *Силчев М.К.* Выявление металлогенической специализации территорий на основе анализа мономинеральных фракций // Геохимические методы поисков рудных месторождений в северных районах Сибири. Якутск: ИГ СО АН СССР, 1979. С. 26—29.
159. *Силчев М.К.* Механизм ступенчатого концентрирования золота при формировании стратиформных жил в черносланцевой толще // Геохимия, минералогия и литология черных сланцев: Тез. докл. Сыктывкар: КомиФил. АН СССР, 1987. С. 72.
160. *Силчев М.К., Белоцерцева Н.В.* Распределение золота в сульфидах и сульфосолях одного из золоторудных месторождений // Геохимия. 1975. N 11. С. 1741—1746.
161. *Скаржинский В.И., Кузнецов Ю.А.* О золоторудной формации "черных сланцев" // Геол. журн. АН УССР. 1977. Т. 37, вып. 1. С. 37—45.
162. *Скрипченко Н.С., Берберян Т.К.* Структура фрамбоидального пирита // Геология рудн. месторождений. 1975. N 5. С. 107—112.
163. *Смирнова С.К., Мансуров М.М.* Применение кристалломорфологического анализа пирита для оценки уровня эрозионного среза на золоторудных месторождениях Чадакского рудного поля (Кураминский хребет) // Зап. Узб. отд. ВМО Вып. 34. С. 42—48.
164. *Смирнова С.К., Ясколко Т.И.* Оценка рудопроявлений и определение уровня их эрозионного среза по типоморфным особенностям минералов (на примере рудопроявлений золота Восточного Узбекистана) // Тр. Ин-та геологии КомиФил АН СССР. 1980. Вып. 31. С. 133—135.
165. *Смирнова С.К., Ясколко Т.И.* Применение типоморфных особенностей минералов для прогнозной оценки золотых рудопроявлений Восточного Узбекистана и определения уровня их эрозионного среза // Новые идеи в генетической минералогии. Л.: Наука, 1983. С. 86—87.
166. *Смирнов М.С.* Некоторые минералого-геохимические особенности прожилково-вкрапленного типа золотого оруденения Енисейского края // Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1983. С. 16—21.
167. *Сорокин В.Н.* О хомогенной и гидротермальной золотоносности на месторождении Бакырчик (Восточный Казахстан) // Тр. ЦНИГРИ. 1971. Ч. 1, вып. 96. С. 148—158.
168. *Сорокин В.Н.* Минералого-геохимические и генетические особенности вкрапленного золото-сульфидного оруденения // Сов. геология. 1980. N 8. С. 82—86.
169. *Старова М.М.* Золото в рудах месторождения Бакырчик // Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1971. С. 48—54.
170. *Старова М.М.* Временное методическое пособие по минералометрическим методам поисков и оценки золоторудных месторождений. Алма-Ата: КазИМС, 1980. 43 с.
171. *Старова М.М., Баханова Е.В.* Вариации типоморфных особенностей главных минералов месторождений золота как показатели зональности оруденения // 27 Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. Т. 5. Секция 10—11. М.: Наука, 1984. С. 177—178.
172. *Старова М.М., Старов В.И.* Пирит — минералого-геохимический индикатор золотого оруденения // Материалы конференции, посвященные 75-летию Томского политехнического института. Геология. Томск: Томск. ун-т, 1973. С. 118—119.
173. *Стороженко А.А., Стороженко И.К.* Влияние литологических особенностей углеродистых терригенных толщ на локализацию золотого оруденения // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 2. С. 235—237.
174. Стратиформные сульфидные месторождения черносланцевых толщ и условиях их

образования / Г.Н. Бровков, А.Е. Мирошников, Н.А. Охапкин и др. // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 2. С. 204—211.

175. *Стульчиков В.А., Куделя В.К.* Термоэлектрические и оптические свойства кобальт-пиритов Верховцевского рудного района // Геохимия и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1974. Вып. 3. С. 99—104.

176. *Стульчиков В.А., Куделя В.К., Остапенко А.И.* Пирит из кварцево-золоторудной формации Верховцевского района Украинского щита // Докл. АН УССР. 1970. Сер. Б, N 11. С. 985—987.

177. Субмикроскопическое золото в сульфидах некоторых месторождений вкрапленных руд / А.М. Гаврилов, А.П. Плешаков, П.С. Бернштейн, С.М. Сандомирская // Сов. геология. 1982. N 8. С. 81—86.

178. *Сузуки Т.* Связь между некоторыми свойствами пиритов и их образованием // Онтогенетические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970. С. 64—89.

179. Термоэлектрические свойства пирита цукотколчеданных месторождений Казахстана / В.Е. Бочаров, Э.М. Краснова, С.И. Луценко, А.Н. Таран // Типоморфные особенности и технологические свойства минералов руд и нерудных месторождений. Алма-Ата: КазИМС, 1984. С. 66—71.

180. *Тимесков В.А., Ануфриев А.М.* Элементы-примеси в пиритах различного генезиса // Минералого-геохимические исследования территории Среднего Поволжья и Прикамья. Казань: Казан. ун-т, 1969. С. 19—29.

181. Типоморфизм золотосодержащих сульфидов и их минеральных ассоциаций / М.И. Новгородова, Г.М. Гамянин, А.И. Цепин и др. // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 44—57.

182. Типоморфизм кварца, пирита и золота на золоторудных месторождениях Узбекистана / Г.М. Чеботарев, Ю.А. Волков, Р.И. Конеев и др. Ташкент: Фил АН УзССР, 1981. 144 с.

183. Типоморфное значение примеси мышьяка в пирите золоторудных месторождений Узбекистана / Г.М. Чеботарев, Ю.А. Волков, Р.И. Конеев, Г.П. Чеботарева. // Новые данные о типоморфизме минералов: Тез. докл. М.: ИГЕМ АН СССР, 1977. С. 37—38.

184. Типоморфные особенности пирита и арсенопирита золоторудных месторождений / Г.Н. Гамянин, Ю.Я. Жданов, В.М. Суплецов и др. // Новые данные о минералах. М.: Наука, 1982. Вып. 30. С. 64—70.

185. Типоморфные особенности состава пирита и арсенопирита золоторудных месторождений (в пределах Верхояно-Колымской складчатой области) / Г.Н. Гамянин, З.Г. Домбровская, Ю.Я. Жданов и др. // Новые данные о типоморфизме минералов и минеральных ассоциациях: Тез. докл. М.: ИГЕМ АН СССР, 1977. С. 33—35.

186. *Титаренко А.Д., Михеев В.Г.* Возможная оценка перспективности рудопроявлений по электрофизическим свойствам пирита // Геология и геофизика. 1976. N 5. С. 55—60.

187. *Тюрин Н.Г.* О тонкодисперсном золоте в пирите // Геология рудн. месторождений. 1965. N 5. С. 70—75.

188. *Увадьев М.Д.* Некоторые типоморфные особенности пирита приповерхностных месторождений золота Приташкентского района // Новые данные о типоморфизме минералов: Тез. докл. М.: ИГЕМ АН СССР, 1977. С. 35—36.

189. *Увадьев М.Д.* О поисковом значении некоторых особенностей пирита (на примере приповерхностных месторождений золота Приташкентского района) // Зап. Узб. отд. ВМО. 1978. Вып. 31. С. 87—95.

190. *Увадьев М.Д.* Критерии оценки перспектив зон пиритизации на одном из золоторудных полей Восточного Узбекистана // Там же. 1985. Вып. 38. С. 10—16.

191. *Увадьев М.Д.* Типоморфизм кварца и пирита — критерий оценки перспективности рудопроявлений золота малоглубинного типа // Оценка перспектив рудоносн. геол. формаций при крупномасштаб. геол. картит. и поисках минерал.-геохим. методами: Тез. докл. Всесоюз. петрол. симпоз., Ленинград, 12—14 апр. 1988. Л.: Наука, 1988. С. 101.

192. Углеродистое вещество и золото в черных сланцах Енисейского кряжа / Л.В. Ли, В.М. Дашенко, Ю.И. Бовин и др. Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 2. С. 214—220.

193. Условия формирования сульфидов на золоторудных месторождениях Кузнецкого Алатау (по изотопным данным) / С.И. Гольшев, В.А. Гриненко, Н.Л. Падалко, Е.Р. Рабинович. // Геохимия. 1985. N 2. С. 209—215.

194. Форма углеродистого вещества на золото-серебряных месторождениях (по дан-

ным изотопного анализа углерода) / К. В. Захаревич, П. А. Мухин, Г. П. Мамчур и др. // Минералогия и геохимия месторождений цветных и благородных металлов Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1983. С. 109—118.

195. *Хайретдинов И. А.* Информативные возможности нестехиометрии на примере пирита // Новые данные о типоморфизме минералов и минеральных ассоциаций. Тез. докл. М.: ИГЕМ АН СССР, 1977. С. 51—52.

196. Характеристика пиритов золото-сульфидного проявления в углеродсодержащих породах в Центральном Таджикистане / Л. Ш. Булатова, Л. А. Карпова, А. П. Исаев, Н. Г. Чеботарева. // Зап. Узб. отд. ВМО. 1982. Вып. 35. С. 18—22.

197. *Чанышев И. С., Степанов В. А.* Геохимические особенности сульфидов и золота месторождений и зон сульфидной минерализации в мезозойских терригенных толщах // Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 167. С. 28—33.

198. *Чанышев И. С., Степанов В. А.* Распределение золота и углерода в терригенных толщах Центральной Колымы и локализация золотого оруденения // Литология и полез. ископаемые. 1987. N 3. С. 112—118.

199. *Чеботарев Г. М.* Минералого-геохимические особенности пиритов из зон метасоматитов золоторудного месторождения Мурунтау // Критерии рудоносности метасоматитов: Тез. докл. Алма-Ата: КазИМС, 1969. С. 270—271.

200. *Чеботарев Г. М., Голубчина М. Н., Хамрабаев И. Х.* Об изотопном составе серы сульфидов золоторудных месторождений Западного Узбекистана // Узб. геол. журн. 1980. N 3. С. 36—42.

201. *Чесноков Б. В.* Минералогическое картирование как метод оценки перспективности рудных районов (на примере Березовского рудного района на Урале) // Минералогия и петрография Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 27—37.

202. *Чесноков Б. В., Попова В. И.* Кристалломорфология пирита Березовского золоторудного месторождения на Урале // Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 43—47.

203. *Шер С. Д.* Сульфидная минерализация древних слоистых толщ бассейна р. Бодайбо // Тр. ЦНИГРИ. 1960. Вып. 30. С. 38—57.

204. *Шер С. Д., Демченко А. В.* О значении исследований формы метакристаллов пирита для поисков золоторудных месторождений в Ленском районе // Геология рудн. месторождений. 1962. N 4. С. 84—86.

205. *Шилов Н. А., Сахарова М. С.* Природа пиритовых образований из отложений Витватерсранда // Там же. 1986. N 2. С. 85—89.

206. *Ширинбеков Н. К., Кудея В. К.* Термоздс природных сульфидов как типоморфный признак золоторудной минерализации // Минералогия рудных месторождений Украины. Киев: Наук. думка, 1984. С. 171—179.

207. *Шмотов А. П.* Динамометаморфизм в углеродсодержащих породах докембрия и золото-сульфидная минерализация // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 2. С. 242—248.

208. *Юдин И. М.* Тонкорассеянная сульфидная минерализация вмещающих толщ месторождения Мурунтау и вопросы его генезиса // Геология рудн. месторождений. 1971. Т. 13, N 2. С. 43—51.

209. *Яновский В. М., Михайлова Л. В.* О продуктивных минеральных ассоциациях Кочкарского золото-мышьякового месторождения (Южный Урал) // Изв. Томск. политехн. ин-та. 1970. Т. 239. С. 203—207.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Теоретические и методологические основания исследования свойств пирита	
Глава II. Типы и концентрационные структуры пиритизации	5
Глава III. Основные конституционные элементы пирита (Fe_{P_1}, S_{P_1})	27
Пространственные структуры Fe_{P_1} и S_{P_1}	27
Эволюционные структуры Fe_{P_1} и S_{P_1}	31
Обсуждение данных по составу пирита	35
Глава IV. Мышьяковистость пирита (As_{P_1})	36
Пространственные структуры As_{P_1}	37
Эволюционные структуры As_{P_1}	43
Обсуждение данных по мышьяковистости пирита	47
Глава V. Кобальт и никель в пирите [Co_{P_1}, Ni_{P_1}, $(Co:Ni)_{P_1}$]	51
Пространственные структуры Co_{P_1} , Ni_{P_1} и $(Co:Ni)_{P_1}$	52
Эволюционные структуры Co_{P_1} , Ni_{P_1} и $(Co:Ni)_{P_1}$	57
Обсуждение данных по кобальту и никелю в пирите	61
Глава VI. Изотопный состав серы пирита ($\delta^{34}S_{P_1}$)	64
Пространственные структуры $\delta^{34}S_{P_1}$	65
Эволюционные структуры $\delta^{34}S_{P_1}$	66
Обсуждение данных по изотопному составу серы пирита	71
Глава VII. Электрофизические свойства пирита ($TЭДС_{P_1}$)	72
Пространственные структуры $TЭДС_{P_1}$	74
Эволюционные структуры $TЭДС_{P_1}$	81
Обсуждение данных по $TЭДС_{P_1}$	84
Глава VIII. Кристалломорфологические свойства пирита	86
Пространственные структуры форм пирита	88
Эволюционные структуры форм пирита	96
Обсуждение данных по кристалломорфологии пирита	102
Глава IX. Золотоносность пирита (Au_{P_1})	106
Пространственные структуры Au_{P_1}	108
Эволюционные структуры Au_{P_1}	114
Обсуждение данных по золотоносности пирита	118
Глава X. Прогнозно-поисковый комплекс свойств пирита	121
Горизонтальные структуры свойств пирита в рудных полях	122
Горизонтальные структуры свойств пирита в рудных месторождениях	124
Вертикальные структуры свойств пирита в рудных месторождениях	126
ЗаклЮчение	129
Литература	133

Научное издание

Андреев Борис Сергеевич

**ПИРИТ ЗОЛОТОРУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Утверждено к печати
Северо-Восточным комплексным
научно-исследовательским институтом
Дальневосточного отделения
РАН

Редактор издательства *Т.Б. Гришина*
Художник *А.Г. Кобрин*
Художественный редактор *И.В. Монастырская*
Технический редактор *Г.П. Каренина*
Корректор *Т. И. Шеполова*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 48636

Подписано к печати 21.01.92
Формат 60 × 90^{1/16} Бумага типографская № 2
Гарнитура Теймс Печать офсетная
Усл.печ.л. 9,0, Усл.кр.-отг. 9,3, Уч.издл. 10,8
Тираж 340 экз. Тип. зак. 1844

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12