

М. Ф. КАШИРЦЕВА

**МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ
ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ
ИЗМЕНЕНИЙ В РЫХЛЫХ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ**

**(МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
НА МОЛИБДЕН-СЕЛЕН-УРАНОВЫХ
ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ)**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1970**

Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах.
КАШИРЦЕВА М. Ф. М., изд-во «Недра», 1970, 152 стр.

В работе показан комплекс существующих методов и новые пути их применения при изучении вещественного состава эпигенетических инфильтрационных месторождений; описаны основные способы разграничения сингенетических и эпигенетических образований, применяемых при изучении вещественного состава инфильтрационных месторождений, приуроченных к осадочным породам.

Образование инфильтрационных месторождений происходит в ходе формирования зон пластового окисления, которое сопровождается преобразованием отдельных компонентов породы и появлением новообразованных минералов ряда элементов. Книга знакомит читателя с теми специфическими приемами, которые применялись при изучении каждого из этих новообразований.

Таблиц 70, иллюстраций 57, библиография — 95 названий.

ВВЕДЕНИЕ

Тип оруднения, которому посвящена данная книга, представлен эпигенетическими инфильтрационными урановыми, уран-селеновыми, уран-молибденовыми месторождениями, формирующимися в районах с засушливым климатом. Этими месторождениями интересуется широкий круг геологов самого разнообразного профиля как у нас (Германов, 1960; Евсеева и Перельман, 1962; Каширцева, 1963, 1964; Перельман, 1965; Батулин и др., 1965; Воробьев и др., 1967 и др.), так и за рубежом (Шоу, 1958; Адлер, 1963, 1964; Катаяма, 1964 и др.).

Указанные месторождения обычно приурочены к краевым частям активизированных платформ, испытавших орогенную стадию, и располагаются на границе с крупными внутриплатформенными нефтегазоносными прогибами. В гидрогеологическом отношении рудоносные районы представляют собой систему малых артезианских бассейнов и массивов трещинных вод, располагающихся на погружении крупной складчатой (орогенной) области. Для районов подобного строения характерна разгрузка трещинно-жилых вод фундамента в осадочном чехле. При нисходящем движении по водопроницаемым сероцветным толщам пластовые кислородные воды формируют зоны пластового окисления. Приуроченность рудных тел к границе выклинивания зон пластового окисления является главной особенностью описываемых месторождений. По классификации Е. А. Головина (Батулин и др., 1965) эти месторождения отнесены к месторождениям кислородного пластового окисления.

Эпигенетические процессы, связанные с действием кислородсодержащих инфильтрационных вод, развиваются в водопроницаемых, преимущественно песчаных отложениях самого различного возраста и генезиса, заключенных между водоупорными глинистыми, мергелистыми и другими толщами.

Оруденение формируется подземными водами в определенных участках зоны гипергенеза (контакт окисленных и неокисленных пород), где резко уменьшается миграционная способность элементов. Такие участки названы А. И. Перельманом геохимическими

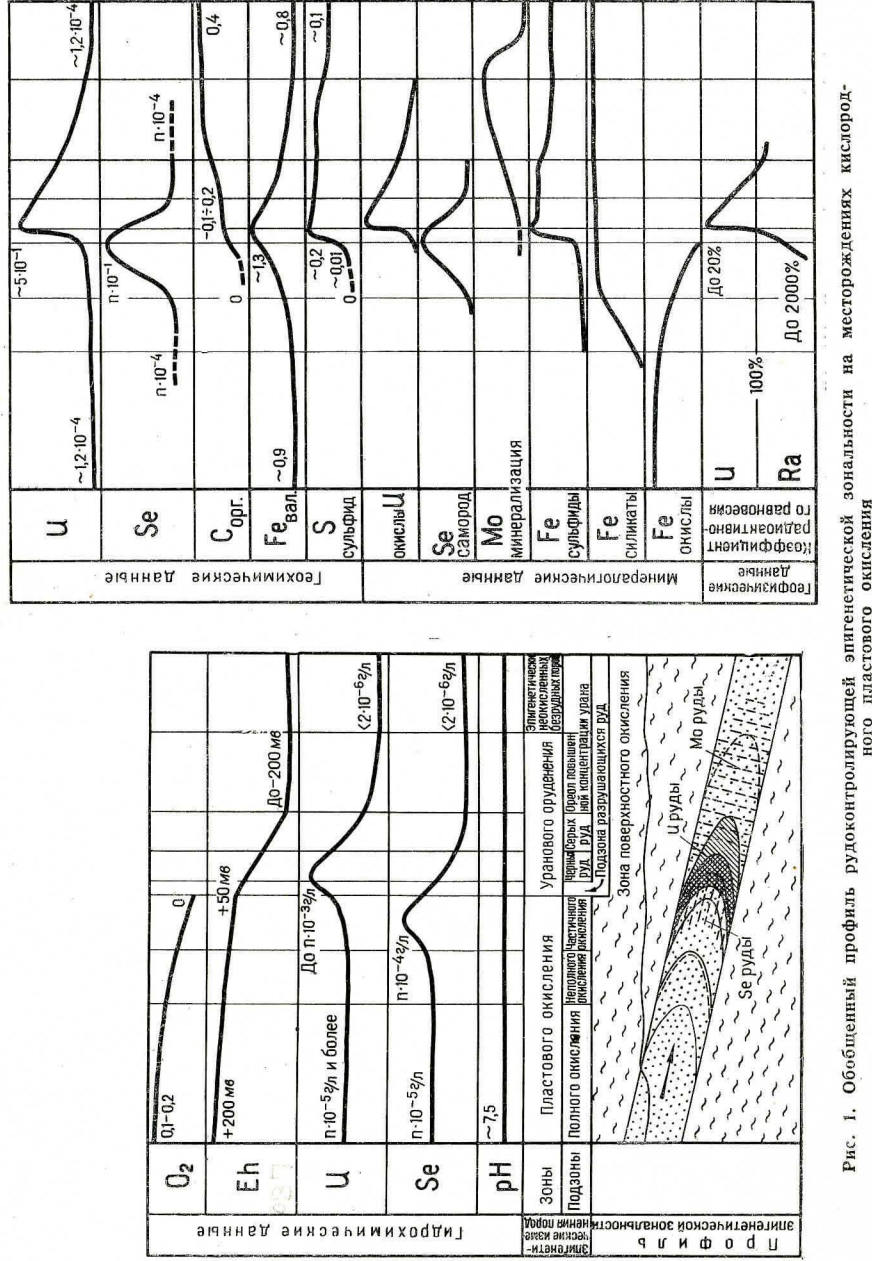


Рис. 1. Обобщенный профиль рудоконтролирующей эпигенетической зональности на месторождениях кислорода

барьерами (Перельман, 1965; Батулин и др., 1965). В результате уменьшения миграционной способности некоторых элементов на геохимическом, в частности, восстановительном барьере может происходить эпигенетическое их накопление.

Изучение инфильтрационных месторождений урана показало, что оруденение занимает определенное положение в рудоконтролирующей зональности, которая возникает в результате эпигенетических изменений, наложенных на сформированную породу и закономерно сменяющих друг друга в пространстве. Эпигенетической зональностью мы называем закономерный ряд эпигенетических изменений (новообразований) осадочной породы. Эпигенетическая зональность соответствует и является отражением гидрохимической зональности пластовых вод (Каширцева, 1964; Батулин и др., 1965).

Взаимодействуя с вмещающими породами, пластовые воды постепенно изменяют облик породы, по которой они протекают. Неустойчивыми при воздействии кислородсодержащих пластовых вод являются минералы, содержащие в своем составе элементы низших степеней валентности и могущие в силу особенности строения кристаллической решетки принимать участие в процессе окисления — восстановления.

Осаждение урана в зоне уранонакопления, по мнению ряда исследователей, зависит от резкости перепада окислительно-восстановительного потенциала пластовых вод (Германов, 1960; Лисицын, 1962, 1963; Лисицын, Кузнецова, 1967 и др.). В условиях резкого изменения Eh раствор даже с концентрацией урана в водах $n \cdot 10^{-6}$, по подсчетам А. К. Лисицына (1962), является пересыщенным.

Сущность рудообразующего процесса, отображенная на рис. 1, сводится в основном к следующему. В водоносный горизонт из области питания поступают кислородные (свободного кислорода около 0,2 мг/л) воды с положительным редокспотенциалом (+100—+300 мВ) и относительно повышенным содержанием различных элементов, в первую очередь урана ($n \cdot 10^{-5}$ г/л) и селена. Вблизи зоны оруденения кислородные воды дополнительно обогащаются ураном (до $n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-3}$ г/л) за счет его выщелачивания из передних частей рудных залежей.

По мере движения вод по пласту они расходуют кислород на окисление органического вещества, минералов двухвалентного железа и формируют зону пластового окисления с ее подзонами. На выклинивании последней происходит полное исчезновение свободного кислорода, в водах, по всей вероятности, появляются сульфатвосстанавливающие микроорганизмы и Eh вод резко снижается (с +50 до —200 мВ), что сопровождается переводом урана в нерастворимую четырехвалентную форму и его практически полным осаждением. Так возникает оруденение. Воды, движущиеся далее по пласту, являются бескислородными, они обладают отрицательным Eh и содержат уран в ничтожных количествах

($<2 \cdot 10^{-6}$ г/л). Конфигурация кривой содержания урана в водах (см. рис. 1) показывает, что уран, осаждающийся в рудной зоне, включает как уран, поступающий от разрушения переднего края рудной залежи, так и уран, привнесенный водами из области инфильтрации.

Соответствие между кривыми содержаний урана и значений Eh в водах рудной зоны позволяет утверждать, что непосредственной причиной осаждения урана является резкая смена окислительной обстановки вод на восстановительную.

Объектом наших исследований является водоносный горизонт, в котором процессы, протекающие в основных его составляющих частях (вода — порода), взаимосвязаны и взаимообусловлены, поэтому минералого-геохимическое изучение пород необходимо тесно увязывать с гидрохимическим изучением пластовых вод. Только совокупностью результатов этих исследований можно объяснить ход протекающего процесса, закономерности образования оруденения и миграцию элементов.

Изучение эпигенетических месторождений типа пластового кислородного окисления представляет собой сложный комплекс исследований различного направления — от региональных литолого-фациальных до детальных минералого-геохимических. Только такой комплексный подход к изучению позволяет составить представление о закономерностях локализации эпигенетического оруденения урана, селена, молибдена и, возможно, других элементов и выявить специфику рудных провинций.

В табл. 1 показаны основные направления исследований, применяемых при изучении эпигенетических месторождений типа кислородного окисления, и связь с ними минералого-геохимических исследований. Последние в одних случаях имеют самостоятельное значение (картирование и изучение новообразований, изучение отдельных минералов, их парагенезисов и др.), в других — являются фоном, на который накладываются результаты исследований иных различных направлений или проводятся в тесном контакте с другими исследованиями. Картирование в разрезе и составление профилей эпигенетической зональности или эпигенетических изменений рекомендуется проводить совместно и на одних и тех же профилях с литологическими, гидрогеохимическими и микробиологическими исследованиями.

Важное значение имеют микробиологические исследования, которые редко применяются при других геологических исследованиях и с результатами которых геологи мало знакомы. Многие авторы (Евсеева, Перельман, 1962; Рожкова и др., 1965; Лисицын, Кузнецова, 1967 и др.) считают, что основная роль в снижении Eh пластовых вод до отрицательных значений, обуславливающих осаждение металлов, принадлежит бактериальным процессам, которые в породе являются потенциалзадающими и вызываются продуктами жизнедеятельности сульфатредуцирующих и других бактерий. Микробиологические исследования показывают, что восста-

Таблица 1
Основные направления исследований эпигенетических месторождений

Вид исследования	Задачи	Минералогические исследования
Минералого-геохимическое	Изучение эпигенетической зональности: выявление новообразований, картирование их в разрезе и на площади, установление характера зональности. Выяснение черт сходства и различия с безрудными участками. Изучение новообразований, их взаимоотношение и последовательность образования, установление элементов-спутников, ассоциации элементов, характерных для различных подзон, и т. д.	
Литологическое	Составление карт распространения зон пластового окисления. Составление литолого-фациальных профилей. Картирование проявлений дорудных процессов, выявление влияния их на локализацию оруденения	Эпизодические
Геолого-структурное	Составление структурных карт, изучение структуры рудных полей, роли разломов, их влияние на форму рудных тел, установление этапов развития тектонических структур, их влияние на формирование эпигенетической зональности и т. д.	Наложение на литолого-фациальный фон эпигенетических изменений и их изучение
Гидрохимическое	Выявление и изучение гидрохимической зональности пластовых вод. Количественная характеристика основных компонентов, участвующих в инфильтрационном процессе	Характеристика вещественного состава пород водоносных и водоупорных горизонтов и новообразований, связанных с эпигенетическим процессом
Микробиологическое	Установление физиологических групп, их распространение в рудовмещающей толще, их роль и влияние на инфильтрационный процесс	

новительные геохимические барьеры в пластовых водах возникают при участии анаэробной микрофлоры, из которой основное значение имеют физиологические группы, образующие водород и сероводород. Установлена определенная микробиологическая зональность, отвечающая рудоконтролирующей эпигенетической зональности пород и гидрохимической зональности пластовых вод. Совпадение установленной микробиологической зональности с рудоконтролирующей зональностью пород водоносных горизонтов позволяет считать, что формирование последней происходило при участии микроорганизмов.

Инфильтрационные процессы сопровождаются изменением вмещающих пород, выражающимся в разрушении или частичном изменении их отдельных компонентов и появлении различных новообразований. В связи с этим при изучении инфильтрационных процессов и связанных с ними концентраций различных элементов большое значение приобретает исследование веществ-

ного состава пород и особенно эпигенетических изменений, происходящих в них.

Изучению вещественного состава месторождений и рудовмещающих пород посвящено большое количество работ, в которых с различной степенью детальности обсуждается ход исследования или отдельные методы, применяемые при этом. Особенно детально и широко (от полевых наблюдений до методов лабораторного минералого-петрографического изучения) рассмотрен этот вопрос в методической сводке «Методы изучения осадочных пород» под общей редакцией Н. М. Страхова (1957). Целесообразная последовательность применения различных приемов и методов кратко приведена в небольшой работе Е. В. Рожковой и Е. Г. Разумной (1961). Значительное внимание в схеме минералогического анализа здесь уделено центрифугированию.

В общем виде весь ход исследования вещественного состава осадочных пород можно подразделить на следующие три части:

1. Макро- и микроскопическое изучение породы или руды с целью выяснения текстурных, а также структурных особенностей, взаимоотношений минералов и минеральных ассоциаций и их возможной диагностики.

2. Выделение мономинеральных (по возможности) фракций для детального их изучения. Это достигается с помощью различных методов, в частности центрифугирования, магнитной, электромагнитной, электрохимической, диэлектрической, электростатической сепарации и т. д. (Мошев, 1935; Чуева, 1950; Копченова, 1951; Рожкова, Щербак, 1955; Рожкова, Проскуровский, 1957; Рожкова, Разумная, 1957; Щербак, 1957; Рожкова, Ершова, 1960; Ложкин, 1962).

3. Детальное изучение полученных фракций (минералов) с помощью различных методов и анализов (в зависимости от целей исследования): иммерсионного, спектрального, химического, рентгеноструктурного, термического и др. Широко применяются также микрохимические реакции, описание которых приводится во многих работах (Копченова, Карюкина, 1940; Вахромеев, 1950; Чуева, 1950; Копченова, 1951; Гецева, Савельева, 1956; Соболева, Пудовкина, 1957; Ложкин, 1962; Воскресенский, 1963; Данчев и др., 1966).

В зависимости от особенностей изучаемого объекта дополнительно применяются свои специфические методы. В частности, при изучении радиоактивного сырья используются методы радиогрaфии, микрорадиогрaфии, люминесцентно-перловый анализ и др., описанные в ряде работ (Гецева, Савельева, 1956; Мелков, Пухальский, 1957; Соболева, Пудовкина, 1957; Ложкин, 1962; Данчев и др., 1966). Соответственно несколько усложняется и схема минералогического исследования. Детально разработанные подобные схемы приведены в работах М. В. Соболевой, И. А. Пудовкиной, 1957; В. И. Данчева и др., 1966.

Описанные различными авторами методы и методические приемы, применялись и при изучении инфильтрационных месторождений. Однако в силу специфичности изучаемого объекта в процессе исследования эти методы приходилось изменять или дополнять.

На примере изучения селен-молибден-урановых инфильтрационных месторождений автор знакомит читателя с результатами и спецификой изучения вещественного состава этих месторождений. Опыт изучения данных месторождений может быть использован при изучении различных эпигенетических месторождений, приуроченных не только к рыхлым осадочным, но и к другим породам.

ИЗУЧЕНИЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В РЫХЛЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Как показали исследования последних лет, эпигенетическими являются не только многие разнотипные урановые месторождения в осадочных породах, такие, как уран-битумные (Амброзия Лэйк), типа ураноносных песчаников в Колорадо (Шоу, 1958; Адлер, 1963, 1964; Мелин, 1964), но и ряд других месторождений полезных ископаемых (Se, V, Cu, S и др.), приуроченных к осадочным породам (Соколов, 1965). Таким образом, круг эпигенетических месторождений в последние годы постепенно расширяется. Вместе с этим возрастает и необходимость разработки методики их изучения.

Несмотря на то что в последние годы появился ряд руководств, сборников и отдельных работ, посвященных методике изучения осадочных пород, при изучении каждого нового объекта исследователи сталкиваются с определенными методическими трудностями, вследствие чего приходится разрабатывать новые методические приемы или изменять имеющиеся.

При изучении вещественного состава инфильтрационных месторождений, приуроченных к осадочным породам, необходимо разграничить сингенетические и эпигенетические образования* и изучить их. Однако в ряде случаев эта задача трудно разрешима в силу того, что, во-первых, объектом изучения часто являются рыхлые осадочные породы, в которых обычно не удастся наблюдать пространственных взаимоотношений минералов в должной мере, что крайне затрудняет объективное рассмотрение протекавших здесь процессов, во-вторых, эпигенетические образования часто представлены тонкодисперсными разностями, которые невозможно выделить в чистом виде для их диагностики и изучения. Именно с этими трудностями пришлось столкнуться при изучении инфильтрационных месторождений урана так называемой кислородной пластовой зональности, описанных в ряде работ (Каширцева, 1964; Батулин и др., 1965). В процессе изучения этих место-

* Эпигенетическими называем неупроченные наложенные процессы, идущие с привнесением вещества. На VIII Всесоюзном литологическом совещании (май — июнь 1968 г.) В. Н. Холодов предложил заменить термины сингенетический и эпигенетический соответственно на автогенный и аллогенный («а́лло» — наложенный, привнесенный).

рождений накоплен большой методический материал, который может помочь геологам и минералам при изучении различных объектов.

Изучение вещественного состава следует начинать непосредственно в полевых условиях и продолжать при камеральной обработке материалов. При исследовании карбонатов и минералов глины применялись различные широкоизвестные методы, в частности, прокрашивание глины органическими красителями, хроматические реакции для карбонатов и т. д. Эти методы описаны М. Ф. Викуловой (1957), Н. В. Логвиненко (Страхов, 1957) и другими исследователями.

Глава 1.

ИЗУЧЕНИЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ПОРОД В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

Одним из наиболее сложных вопросов при изучении эпигенетических месторождений является разграничение сингенетических и эпигенетических образований в осадочной породе. Этому вопросу посвящена работа Е. А. Головина (1965), который справедливо отмечает, что такие свойства породы, как гранулометрия и состав обломочных минералов, текстура породы, состав фауны, флоры и т. д. отражают условия исходного осадка и являются первичными.

Эпигенетическими могут быть лишь отдельные аутигенные минералы и минеральные ассоциации. Однако обычные минералогическо-петрографические методы часто оказываются недостаточными для отнесения минералов и их ассоциаций к сингенетическим или эпигенетическим образованиям, так как с помощью этих методов в лучшем случае удастся определить лишь последовательность выделения минеральных новообразований, а не их генезис. Поэтому в практической работе не только литологов, но и минералогов, изучающих подобные породы, наряду с обычными методами изучения вещественного состава широко используется картирование. Сингенетические минералы и минеральные ассоциации изменяются вместе с изменением первичных признаков породы, т. е. появление различных минералов служит отражением изменений в условиях осадконакопления. При параллельном литологическом и минералогическо-геохимическом картировании из всего комплекса аутигенных минералов можно выделить минералы и минеральные ассоциации, которые на площади испытывают количественные и качественные изменения, отвечающие изменениям заведомо первичных признаков породы и которые подчиняются фациальному контролю. Эти минералы и минеральные ассоциации следует рассматривать как сингенетические. Минеральные ассоциации, изменения которых не

отвечают изменчивости фаций, т. е. имеют другой градиент изменчивости, следует рассматривать как эпигенетические (Головин, 1965). Минералого-геохимическое картирование для этих минеральных ассоциаций устанавливает не только отсутствие фациального контроля, но и выявляет свой ряд изменений, не увязывающихся с фациальными особенностями толщи.

Таким образом, основным и наиболее надежным способом разделения сингенетических и эпигенетических образований в осадочной породе следует считать комплексное минералого-геохимическое картирование осадочной толщи. Причем под картированием надо понимать не только картирование на площади (составление карт), но и в разрезе (составление профилей).

Минералого-геохимическое картирование складывается из ряда элементов: выбор объекта картирования, описание керна скважин, обнажений, забоев горных выработок, составление колонок, увязка их по разрезу, составление профилей и карт.

Основной целью исследования было изучение зональности, составными элементами которой являются зона пластового окисления, зона руденения и вмещающие безрудные породы. Для того чтобы подметить и изучить эпигенетические новообразования, возникающие в ходе формирования зональности, следует отобрать представительный материал для сравнительного его исследования.

Изучение всех месторождений проводилось в основном с помощью бурения скважин. Поэтому объектом изучения являлся керн.

ПОЛЕВАЯ ДОКУМЕНТАЦИЯ КАК ОСНОВА ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОФИЛЕЙ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Отбор материала производится на представительном профиле, который должен пересекать все элементы зональности: зону пластового окисления, рудное тело и неизменные породы, по возможности наиболее удаленные от рудного тела. Представительный профиль должен быть пересечен скважинами с наилучшим выходом керна. Расстояние между скважинами определяется в зависимости от детальности изучения.

Исследование керна материала начинается с общего беглого осмотра керна пробуренной скважины или лучше нескольких скважин. Желательно, чтобы среди последних была скважина, вскрывающая совершенно неизменные породы. В результате просмотра керна создается общее представление о характере пород, слагающих изучаемую толщу. При этом также выясняется характер изменения пород, вскрытых скважинами. Детальное изучение желательно начинать с керна скважины, вскрывающей неизменные породы.

Перед тем как приступить к детальному описанию керна следует наметить необходимые интервалы. При этом учитывается различие пород по вещественному составу, структуре, цвету, ра-

диоактивности и другим особенностям. Описание керна сопровождается отбором проб.

Для каждого изучаемого объекта частота опробования может быть различной в зависимости от пестроты литологического разреза и наличия вторичных образований. Поэтому в начале работы рекомендуется выбрать такую опорную скважину, анализ материала по которой позволит определить частоту опробования, возможность объединения проб и другие методические приемы. Желательно, чтобы опробованный интервал даже при однородности описываемых пород не превышал 2 м. Опробование ведется или сплошной бороздой, или путем отбора усредненных штучных образцов.

При документации скважин, кроме литолого-фациального фона, особое внимание обращается на изменения в породе и аутигенную минерализацию. Полученные при документации сведения, как то: состав пород, окраска, включения, выявленные изменения и другие особенности, выносятся на колонку.

Предварительные данные о радиоактивности породы получают с помощью промера керна различными приборами или при помощи люминесцентно-перлового анализа. В дальнейшем эти данные уточняются другими методами и выносятся на колонки в виде кривых.

Особое значение при изучении инфильтрационных месторождений придается окраске пород, так как она чувствительна к эпигенетическим изменениям, происходящим в породе, и легко картируется. Установление окраски пород является непременным условием при изучении керна; все полученные данные выносятся на колонки.

При наличии различной гаммы окрасок пород составляется цветовая шкала, чтобы при описании пород от скважины к скважине сходные по окраске разновидности именовать одинаково (светло-желтый, розовато-коричневый и т. д.). Особенно это важно в том случае, когда исследователь использует не только свои данные, но и материалы исследователей различных организаций. Необходимо предварительно договориться о единых обозначениях окрасок, как и всей легенды.

Для каждой из выделенных окрасок выбирается определенный условный знак, который выносится на колонку. Для наглядности и удобства пользования обозначения окрасок должны отвечать цветам пород, а чтобы легенда легче запоминалась, интенсивность окраски выражается разными значками того же цвета. Например, квадратик, обозначающий исходные цвета (серый, красный, зеленый и т. д.), выполняется сплошной линией, аналогичные светлые окраски (светло-серый, светло-красный, светло-зеленый и т. д.) — пунктиром, темные окраски (темно-серый, темно-красный, темно-зеленый) — двойной сплошной линией. Смешанные окраски пород выполняются различными цветами: часть квадратика одним цветом, часть — другим.

Условная градация пород по крепости

Крепость пород	Порода, относимая к данной категории крепости	Относительная карбонатность породы
1	Песок	Карбоната почти нет
2	Песок с некоторым количеством кусков, легко крошащихся рукой	Карбоната очень мало, вскипание при действии HCl отмечается только при наблюдении под биноклярным микроскопом
3	Песчаник слабый, легко ломается рукой	Вскипание заметно на предметном стекле невооруженным глазом
4	Песчаник, практически не ломается, но легко колетса молотком	Вскипание легко заметить в штуфе
5	Песчаник крепкий, с трудом разбивается молотком	Плотный карбонатный цемент

колонке следует указать возраст отложений, мощность слоев и опробованного интервала (пробы), текстуру пород, окраски и типы их в соответствии с выработанными условными обозначениями.

Литологическая колонка	Содержание элементов	Характеристика пород
1		Мергели буровато-серые, однородные, в основании запесоченные
2	U	Глины мергелистые зеленовато-серые
3	Mo	Известняк светло-серый, глинистый
4	Se	Песчаник глинистый, темно-серый
5		Песчаник серый, известковистый, неслоистый
6		Пески серые, глинистые, кварцевые, неслоистые
		Пески известковистые, пепельно-серые, кварцевые, неслоистые
		Песчаник и песок известковистый, пепельно-серый
		Песчаник гравийный, пепельно-серый
		Глинистые и известковистые кварцевые песчаники и глины песчанистые с муаровой текстурой, пестроокрашенные
		Песок пепельно-серый, кварцевый, неслоистый
		Пески белесые кварцевые, косослоистые, известковистые
		Пески красные кварцевые, неслоистые с прослоями песчаников
		Глина пестрая

Рис. 2. Литологическая колонка

Для каждого изучаемого объекта может быть составлена своя эталонная коллекция, исходя из его особенностей.

При описании породы необходимо учитывать ее крепость и отражать это свойство породы на колонке (рис. 2).

Как правило, крепость пород связана в основном с наличием карбонатов и глины. Для характеристики крепости, обусловленной карбонатностью пород, применялась условная градация (табл. 2).

Используя такую градацию, в колонках достаточно указывать лишь эти цифры. В дальнейшем на профиле не составит затруднений определить границы распространения некарбонатных песков, песчаников на карбонатном цементе и других карбонатсодержащих пород. Анализ распределения карбонатов в пространстве может помочь в суждении о природе их образования.

Примерный вид колонки, на которую вынесены полученные данные, приведен на рис. 3. Дополнительно к этим сведениям на

Литологическая колонка	Пробы	Цвет пород	Включения	Содержание, %												Характеристика пород						
				U (n-10 ⁻⁴)						Se (n-10 ⁻²)							Mo (n-10 ⁻²)					
				0	2	4	6	8	10	0	2	4	6	8	10		0	2	4	6		
	1																	Доломиты и доломитизированные известняки, мергели				
	2																	Глины темно-серые с пиритом, чешуей рыб и фосфоритами				
	3																	Песок серый с пиритом и растительными остатками				
	4																	Переслаивание глины и алевролита				
	5																	Песок пепельно-серый, мелкозернистый с неясной слоистостью, с пиритом, растительными остатками, в подошве с иголочками Se				
	6																	Песок желтовато-серый с гидроокислами Fe, остатками пирита, иголочками Se				
	7																	Песок до песчаника, желтый, желтовато-бурый, мелкозернистый, в основании до среднезернистого, с гидроокислами Fe				
	8																	Песчаник среднезернистый с граблем и галькой				
	9																	Глина желтовато-бурая				
	10																	Песок до песчаника, желтовато-бурый, мелкозернистый с нарастающей слоистостью, иногда с карбонатом в цементе, с гидроокислами Fe, у подошвы встречаются Se и остатки пирита				
	11																	Песок до песчаника, серый, с пиритом и растительными остатками, в подошве с кальцитом				
	12																	Песчаник серый на карбонатном цементе				
	13																	Глина зеленовато-серая с ходами роющих, слоистая, с пиритом				
	14																					
	15																					
	16																					
	17																					
	18																					
	19																					
	20																					
	21																					
	22																					

1 2 3 4 5 6 7 8

Рис. 3. Схема описания колонки

1 — окраска пород светло-серая, серая, темно-серая, зеленовато-серая; 2 — окраска пород желтая, буро-желтая; 3 — пирит; 4 — самородный селен; 5 — растительные остатки; 6 — окислы и гидроокислы железа; 7 — фосфат; 8 — карбонат

Описание керна по разрезу и последующее составление колонок на основе этого описания необходимо завершать построением литологического или литолого-фациального разреза. Последний будет служить литологическим фоном для нанесения отмеченных эпигенетических изменений, которые в свою очередь явятся основой построения схемы эпигенетической зональности.

Все отобранные пробы просматриваются под бинокулярным микроскопом, в результате чего устанавливаются минералогический состав пород, взаимоотношения минералов (первый этап выявления взаимоотношений), а также получают сравнительный материал, позволяющий судить о наличии или отсутствии новообразований или изменений во вмещающей породе. Выявленные новообразования также выносятся на колонку.

На каждую пробу заводится документ — листок, на котором, кроме описания породы, по мере поступления информации заносятся все сведения (анализы, описание шлифов и проч.), касающиеся этой пробы. Подобные документы особенно удобны при последующем изучении зональности, так как можно подобрать описания проб отдельно по неизмененным породам, по зоне окисления, по оруденению или по какому-либо другому признаку.

По окончании описания скважин по выбранному профилю рекомендуется просмотреть весь отобранный материал по профилю и произвести сравнительную корректировку описаний.

На инфильтрационных месторождениях типа кислородного пластового окисления новообразования составляют незначительную часть: сотые или десятые доли процента веса породы. Поэтому визуально присутствие их не всегда может быть достаточно отчетливо установлено без дополнительного исследования. Например, порода с содержанием урана или молибдена 0,01% имеет неинтенсивную серую, темно-серую окраску; окисленная порода с небольшим содержанием железа слегка желтоватая или красноватая. Эти особенности можно уловить только при сравнении таких пород с аналогичными, но не содержащими урана, молибдена, либо с неокисленными породами.

При сравнительной корректировке отобранные из различных частей толщи или из разных зон пробы сопоставляются между собой, затем с учетом данных, полученных под бинокулярным микроскопом, составляется эталонная коллекция эпигенетических изменений (минералого-геохимические типы), которые уточняются после изучения вещественного состава. Полученные данные выносятся на предварительно составленный литолого-фациальный фон.

Анализ распределения эпигенетических изменений на профиле является вторым этапом выявления взаимоотношений минералов, которые затем корректируются более детальными методами.

В результате анализа вынесенных на профиль минералого-геохимических (для удобства будем называть их минеральными) типов получается эталонная коллекция эпигенетических изменений, которые могут быть различными от объекта к объекту.

Таким образом, основные взаимоотношения компонентов выявляются при полевом изучении материала в результате документации, сопровождаемой выделением минеральных типов, которые устанавливаются не только при описании разреза, но в основном при сравнительной корректировке описанных пород по разрезу.

Сравнительную корректировку описания целесообразно совмещать с отбором материала на различные виды анализа (спектральный, химический, шлифы и др.). Чтобы избежать производства большого количества трудоемких и дорогостоящих анализов, близкие по составу пробы в пределах одного минерального типа следует объединять (например, для химического анализа) в одну-две типовые пробы.

СОСТАВЛЕНИЕ ПРОФИЛЕЙ — ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЙ ЭТАП ДОКУМЕНТАЦИИ И ПОСЛЕДУЮЩЕГО ИЗУЧЕНИЯ МАТЕРИАЛА

Документация скважин, производимая на месторождениях описываемого типа, по существу выражается в специализированном составлении разрезов и является начальным этапом картирования по площади. Заключительный этап составления разрезов — это построение различных профилей по направлению максимальной изменчивости пород.

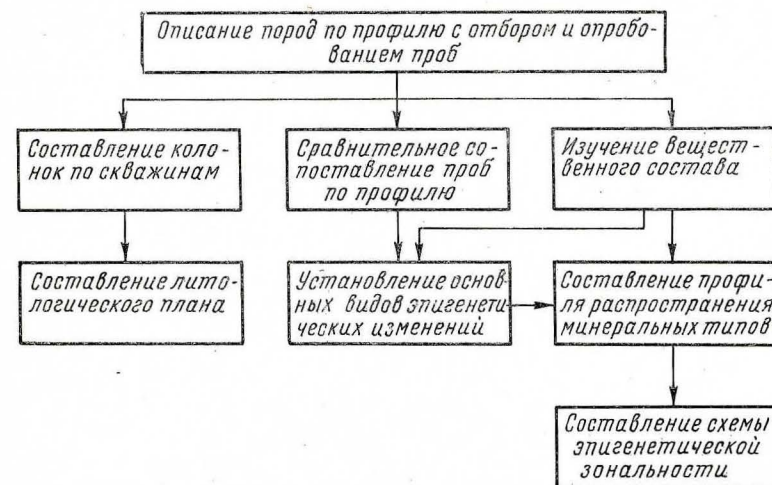


Рис. 4. Схема последовательности составления профилей

В результате такого специализированного минералого-геохимического картирования по каждому направлению изменчивости пород получаем ряд профилей, схема последовательности составления которых приведена на рис. 4. В относительно простом случае этот ряд сводится к: 1) литологическому профилю (рис. 5); 2) профилю распространения аутигенной минерализации, который

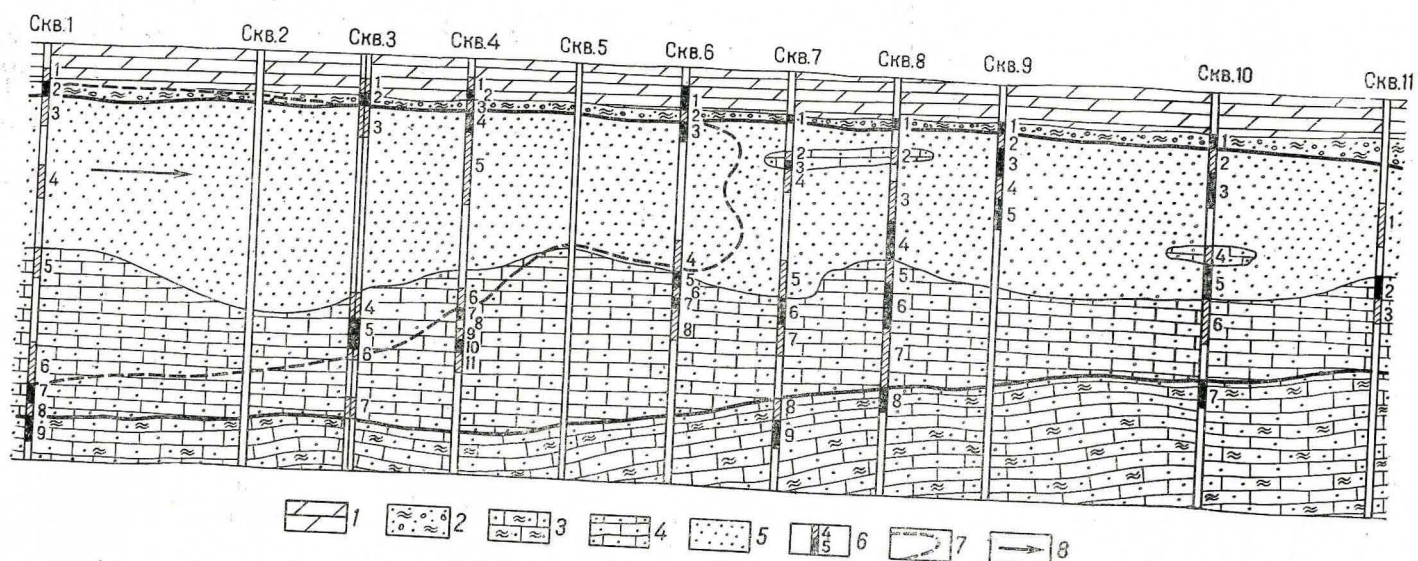


Рис. 5. Литологический профиль рудовмещающей толщи
1 — мергели; 2 — глинистые песчаники; 3 — глинисто-карбонатные песчаники; 4 — карбонатные песчаники; 5 — пески; 6 — опробованные интервалы; 7 — граница выклинивания зоны пластового окисления; 8 — направление движения пластовых вод

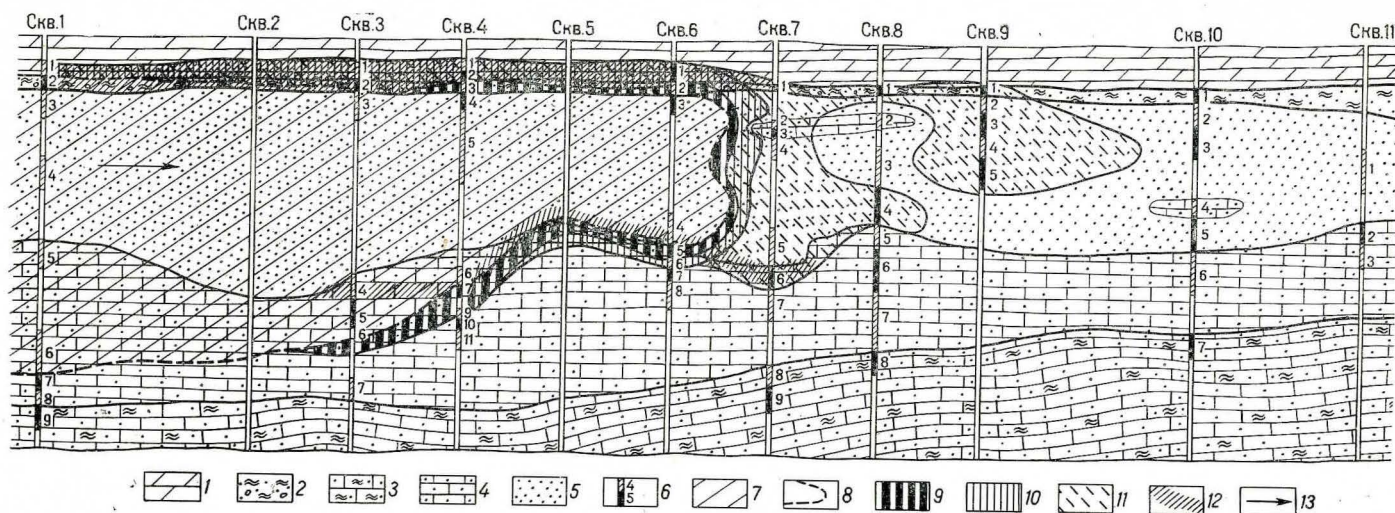


Рис. 6. Распределение U-Se-Mo-оруденения во вмещающей толще
1 — мергели; 2 — глинистые песчаники; 3 — глинисто-карбонатные песчаники; 4 — карбонатные песчаники; 5 — пески; 6 — опробованные интервалы; 7 — пластово-окисленные породы; 8 — граница выклинивания зоны пластового окисления; 9 — урановое оруденение; 10 — ореол рассеяния урана; 11 — молибденовое оруденение; 12 — селеновое оруденение; 13 — направление движения пластовых вод

представляет собой материал для суждения об эпигенетических изменениях и 3) профилю эпигенетической зональности, являющемуся результатом анализа первых двух профилей.

На рис. 5 в качестве примера приведен разрез водопроницаемой толщи, в пределах которой происходит фильтрация подземных вод, образование зоны пластового окисления и связанных с нею различных новообразований. Как это видно, изучаемая толща, заключенная между водоупорными мергелями и глинисто-карбонатными песчаниками, представлена в верхней части рыхлыми песками, а в нижней — карбонатными песчаниками. Зона пластового окисления развивается в основном по верхней наиболее про-

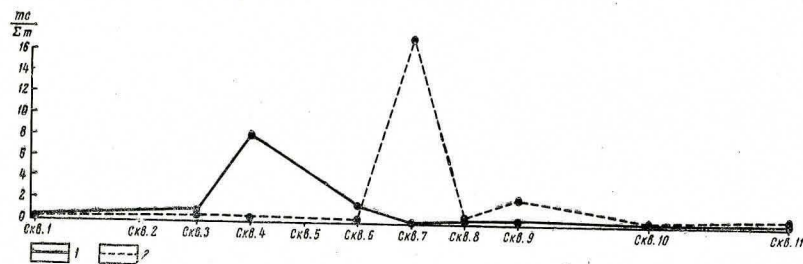


Рис. 7. Средневзвешенное содержание урана и молибдена во вмещающей толще
1 — средневзвешенное содержание урана; 2 — средневзвешенное содержание молибдена

ницаемой части толщи. На литологический фон нанесены наблюдаемые эпигенетические изменения (рис. 6): окисление, урановая, селеновая и молибденовая минерализации. На рис. 6 видно, что распространение уран-селен-молибденовой минерализации контролируется выклиниванием зоны пластового окисления. Оруденение локализовано на контакте окисленных и неокисленных пород, независимо от их литологических разностей, хотя предпочтение отдается рыхлым, наиболее проницаемым пескам. Приведенный материал определенно указывает на эпигенетический характер образования как зоны пластового окисления, так и особенно уран-селен-молибденового оруденения.

На рис. 7 дано среднее взвешенное содержание урана и молибдена в изученной толще (см. рис. 5, 6).

Анализ результатов специализированного картирования по профилю позволяет судить не только о генезисе отдельных минеральных образований, но и о этапности их выделения. В частности, формирование уран-селен-молибденового оруденения обычно происходит параллельно с развитием зоны окисления (см. рис. 6) и при этом все изменения, происходящие в толще, укладываются в один парагенетический ряд, имеющих зональное строение: окисление → Se → U → Mo минерализации.

Все элементы зональности имеют определенную конфигурацию, согласующуюся с динамикой и направлением движения подзем-

ных вод. Зона пластового окисления вытянута в виде языка вниз по потоку пластовых вод и развивается преимущественно по наиболее проницаемым породам. Оруденение оконтуривает выклинивание зоны пластового окисления, образуя серповидные тела (роллы), обращенные выпуклой частью также вниз по потоку вод.

На некоторых участках между оруденением и зоной пластового окисления имеется полоса неокисленных безрудных пород. Выклинивание зоны пластового окисления при этом обращено выпуклой стороной не в сторону зоны наибольшей фильтрации, а во внутренние части зоны окисления (рис. 8). Серые неокисленные породы как бы проникают в окисленные. Последние часто сохраняются в карбонатных, менее проницаемых участках, а серые неокисленные породы развиты по наиболее проницаемой верхней части пласта. В плане серые неокисленные породы, располагающиеся между рудой и окисленными породами, имеют вид узкой полосы, не совпадающей с зональностью и обычно приуроченной к зоне тектонических нарушений и повышенной трещиноватости. В данном случае произошло восстановление ранее окисленных пород. Процесс протекал в два этапа: 1) окисление пород, сопровождаемое концентрацией различных элементов (U, Se, Mo); 2) последующее восстановление, развивающееся не по потоку пластовых вод, а на участках трещиноватости.

Без специализированного минералого-геохимического картирования подобные разноэтапные процессы вряд ли можно было бы подметить и правильно интерпретировать.

Картирование эпигенетических изменений может привести к положительному результату только в том случае, если картируемые проявления не свойственны неизменным породам и не образуют в них самостоятельных минеральных форм (окварцевание, алуинитизация, каолинитизация, карбонатизация, наличие уранового, селенового и других оруденений). Задача специализированного картирования значительно осложняется, если аналогичные минералы содержались первоначально в изучаемой породе и особенно в том случае, если последующие эпигенетические проявления развиты незначительно. Такие изменения можно не заметить, поэтому необходимо очень строго относиться к сравниваемому материалу. Сравнивать следует только максимально сопоставимый материал, а это достигается путем выделения минеральных типов и последующего сравнительного анализа минеральных типов одного парагенетического * ряда. В этом случае также составляется три типа профилей, но вместо профиля эпигенетических изменений необходимо составить профиль распределения минеральных типов. Вопрос о выделении последних будет освещен ниже, так же как и опробование пород на уран, молибден, селен, что является непременной частью описания и изучения керна при специализированном минералого-геохимическом картировании.

* Парагенезис, в понимании Н. С. Шатского (1955), Т. Н. Давыдовой, Ц. Л. Гольдштейн (1957) и др.

income exp. ac. W 0.00%

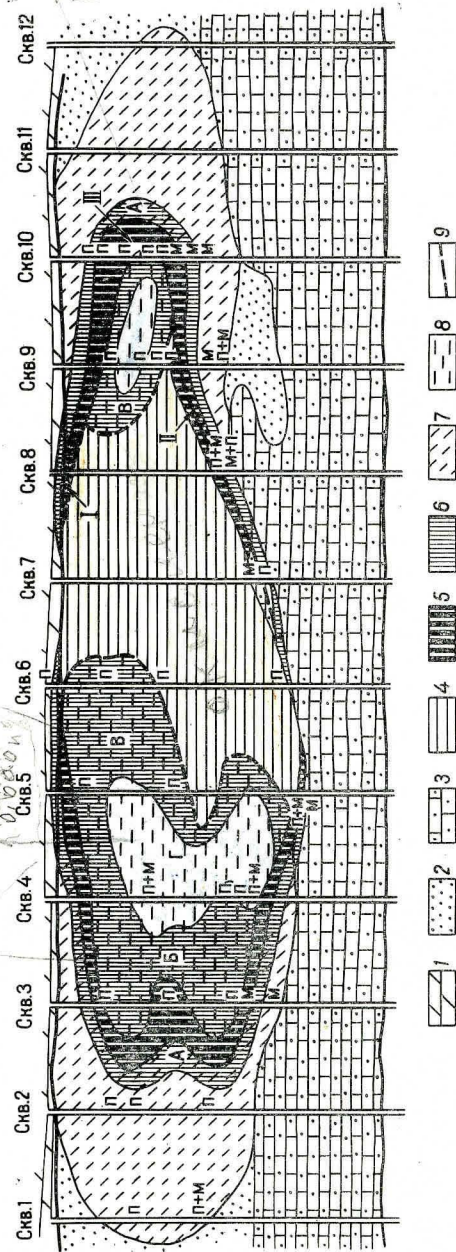


Рис. 8. Эпигенетические изменения в рудовмещающей толще в поперечном разрезе

1 — водоупорные мергели; 2—3 — водопроницаемые породы; 2 — пески; 3 — карбонатные песчаники; 4 — окисленные породы; 5 — урановое оруденение; 6 — породы с повышенным (0,001 %) содержанием урана; А — ореолы (0,0001 %) содержащих уран; В — ореолы (0,0001 %) содержащих уран; Г — участки восстановленных пород с низкими (0,0001 %) содержаниями урана; 7 — молибденовое оруденение; 8 — восстановленные участки зоны пластового окисления; 9 — граница зоны пластового окисления; II — пирит; III — типсы руд; IV — приконтактовые неокисленные (черниевые и смоло-черниевые); V — пирит; VI — приконтактовые окисленные (черниевые и смоло-черниевые); VII — неокисленные, удаленные от границы с зоной пластового окисления (черниевые)

Дорудные эпигенетические изменения, описанные в книге «Экзогенные эпигенетические месторождения урана» (Батулин и др., 1965), представлены в основном образованием карбоната (кальцитом, в меньшей мере доломитом) в ассоциации с битумами, каолинитом, алунином, монтмориллонитом, кварцем (или халцедоном) и пиритом. Основным методом установления сингенетического и эпигенетического характера образований является картирование. Сравнительно равномерное региональное распределение карбонатов может свидетельствовать о сингенетическом их характере. Например, базальные части циклов осадконакопления почти всегда характеризуются повышенной карбонатностью пород.

Скопление карбонатов в каких-либо участках разреза должно привлечь внимание исследователя. Эти карбонаты могут быть эпигенетическими. Подобный случай имел место при изучении инфильтрационных месторождений, когда карбонаты были описаны как проявление относительно древних дорудных эпигенетических изменений. Одним из оснований для такого вывода явилось то, что карбонаты концентрировались наподобие столба, захватывая породы ряда стратиграфических горизонтов. При картировании как по профилям, так и по площади особенности распределения карбонатов и ассоциирующих с ними минералов (каолин, халцедон, алунит, пирит и проч.) явились надежным критерием для суждения об их эпигенетичном характере. Карбонаты явно не укладывались в позднее сформированную зональность пластового окисления: они были встречены в разных зонах пластовой зональности, а также за ее пределами и имели иные закономерности распространения. То же подтвердилось при непосредственном изучении взаимоотношения этой более ранней карбонатизации с позднее окисленными песчаниками.

Учитывая это, взаимоотношения отдельных минералов и различных ассоциаций следует изучать всеми доступными методами наряду с картированием. В частности, одним из методов выявления взаимоотношений карбонатных минералов с остальными компонентами пород является свечение проб в ультрафиолетовом свете (лампа ОИ-17 или другой прибор), дающее возможность наметить последовательность образования карбонатов по их люминесценции и присутствию (или отсутствию) в них закрепленного

битума С. Так, при изучении проб известняков одного из районов оказалось, что основная масса кальцита, слагающая известняк, не люминесцирует. Слабым желтым цветом люминесценции обладают только отдельные обломки раковин крупных пелеципод. Однако прозрачный крупнокристаллический кальцит, выстилающий поры и каверны породы и иногда образующий тонкие прожилки, характеризуется четкой розоватой люминесценцией. Этот же кальцит характеризуется хорошей фосфоресценцией, а при реакции с хлороформом после его растворения в HCl обнаруживается присутствие в нем закрепленного битума С.

По данным В. Н. Фроловской и В. Г. Мелкова (1946), породы, содержащие битум С, можно рассматривать как ореол ранее существовавшей нефтяной залежи. Битум С, по мнению этих авторов, образуется в результате захвата исходного битума кальцитом при его кристаллизации в обстановке, богатой углеводородом.

Полученные данные по свечению проб в ультрафиолетовом свете позволяют утверждать, что вторичный люминесцирующий кальцит (карбонат II) является наиболее поздним карбонатом, формирование которого происходило после привноса в породу битума и после образования каверн и пор в известняке (карбонат I). Последовательность образования карбонатов можно представить следующим образом: карбонат I → образование пор → привнос битума → карбонат II.

При изучении битуминизации следует широко использовать люминесцентные приемы, описанные В. Г. Мелковым и В. Н. Фроловской (Мелков, 1946; Фроловская, Мелков, 1946; Фроловская, 1957).

В ультрафиолетовом свете определяется наличие или отсутствие флюоресценции и фосфоресценции у углеродистых веществ и других минералов. При наличии той или другой нужно определять их цвет, яркость, а также примерную продолжительность фосфоресценции, формы выделения и размеры люминесцирующих углеродистых веществ и других минералов, их взаимоотношения между собой и с нелюминесцирующей средой. Кроме того, выясняется отношение люминесцирующих и нелюминесцирующих веществ к хлороформу, водному раствору едкого калия, затем к спиртобензолу, соляной кислоте. Все это позволяет определить степень растворимости углеродистых веществ, оценить их качественный и количественный состав, выявить рассеянные в породах и минералах растворимые углеродистые вещества и характер распределения последних, установить растворимые углеродистые вещества самого различного состава и строения — красители, смолы и др., находящиеся в так называемом связанном состоянии (углеродистое вещество С, растворяющееся в хлороформе или экстрагирующееся хлороформом после разрушения его минерала-хозяина). Поскольку присутствие этого вещества в минерале-хозяине обуславливает фосфоресценцию последнего, приходится допускать, что оно находится в межузловом пространстве кристаллической ре-

шетки минерала-хозяина или в дефектных ее участках, устанавливать наличие кислых гумусовых или гуминоподобных компонентов и т. д.

Некоторые исследователи считают, что битумы играют решающую роль в восстановлении урана и формировании оруденения. В частности, результаты битуминологического картирования позволили ряду исследователей (Воробьев и др., 1967) установить, что битумы (растворимые битумы и нерастворимые ураноносные оксикериты) занимают строго определенное положение в рудоконтролирующей эпигенетической зональности. Во всех случаях ураноносные оксикериты обнаружены или в зоне уранонакопления, или в непосредственно примыкающих к ним частично окисленных породах. При внедрении пострудных битумов и восстановлении окисленных пород скопления ураноносных оксикеритов фиксируют ранние границы зон пластового окисления. Битуминологическое картирование показало зональное распределение различных типов битумов относительно зоны пластового окисления, что свидетельствует об их участии в процессе формирования эпигенетического оруденения. Анаэробное биохимическое окисление битумов приводит к генерации H_2S , который является основным осадителем мигрирующего в водах урана. Отсутствие полного совпадения контуров рудных тел и скоплений битумов объясняется локальной миграцией H_2S в пределах зоны уранонакопления.

Глава 2.

КАМЕРАЛЬНАЯ ОБРАБОТКА МАТЕРИАЛА

При камеральной обработке материала по инфильтрационным месторождениям применяются в основном общеизвестные методы. Учитывая специфику и конечную цель изучения, эти методы входят в общий комплекс исследования и являются продолжением и дополнением специализированного минералого-геохимического картирования. Фоном, на котором производятся все исследования, являются предварительно составленные профили эпигенетических изменений (или минеральных типов) и эпигенетической зональности. В процессе камеральной обработки материала эти профили уточняются и дополняются, что и является основной целью камеральной обработки собранного в поле материала наряду с изучением вещественного состава пород и руд.

Ниже кратко охарактеризованы отдельные наиболее существенные этапы камеральной обработки материала.

СПОСОБЫ ПОЛУЧЕНИЯ ФРАКЦИЙ С ТОНКОДИСПЕРСНЫМИ МИНЕРАЛАМИ

Минералы рассматриваемых месторождений обычно образуются в виде тонкодисперсных выделений, которые невозможно получить в чистом виде. Вся сложность их изучения в основном

сводится к накоплению материала, обогащенного этими минералами.

Тонкодисперсными выделениями характеризуются наиболее широко развитые новообразованные минералы как зоны восстановления, так и окисления. В зоне восстановления — это минералы урана и молибдена; в зоне окисления — окислы и гидроокислы железа.

Для получения богатого концентрата были использованы следующие методы: расситовывание, оттирка, отмучивание, ультразвук, отборка мономинеральных зерен с налетами изучаемого минерала. Для выяснения физико-химических особенностей минералов проводились выщелачивание, фазовый анализ и другие методы изучения тонкодисперсных минералов.

Расситовывание

Объектом изучения являлись кварц-полевошпатовые песчаные породы, обогащенные урановыми чернями и молибденовой минерализацией, которые представлены темно-серыми, черными порошковатыми налетами, землистыми скоплениями на зернах и между ними (рис. 9).

Расситовывание породы производилось как мокрым, так и сухим способами. Предпочтение отдавалось последнему, ввиду того, что при мокром способе уран и особенно молибден частично переходят в раствор.

При анализе распределения элементов по гранулометрическому составу породы наиболее обогащенными, естественно, оказываются мелкие классы (табл. 3), которые по сравнению с исходной навеской обогащены ураном в 4—5 раз, молибденом — в 3 раза.

Таблица 3

Содержание урана и молибдена в материале различной крупности

Гранулометрические классы, мм	Выход класса, %		% от содержания в исходной пробе	
	U	Mo	U	Mo
>0,25	2,11	49,4	14,7	57,1
0,25—0,1	80,0	43,5	56	85,7
0,1—0,01	9,79	4,4	90,7	151,4
<0,01	6,42	2,7	566,6	300,0
Коллоидный	1,68	—	413,3	—

Крупные классы обогащаются в основном за счет примазок и налетов соответствующих рудных минералов на зернах нерудных минералов, поэтому необходимо было найти способ отделения этих налетов и примазок от более крупных зерен. Были испробованы

разные способы получения тонких фракций, наиболее благоприятных для последующего изучения.

В частности, одна проба песка, обогащенного урановыми чернями, была разделена на три навески, каждая из которых обрабатывалась по схеме, указанной на рис. 10. Одна из навесок была издроблена и затем разделена в жидкостях с различным удель-

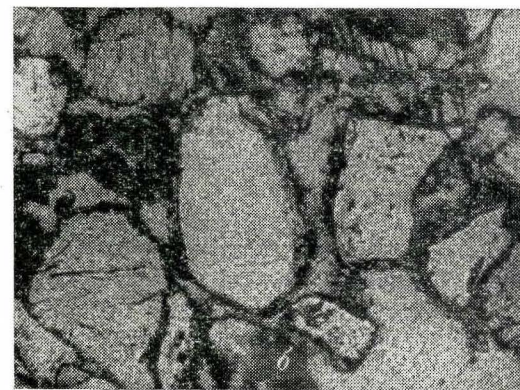
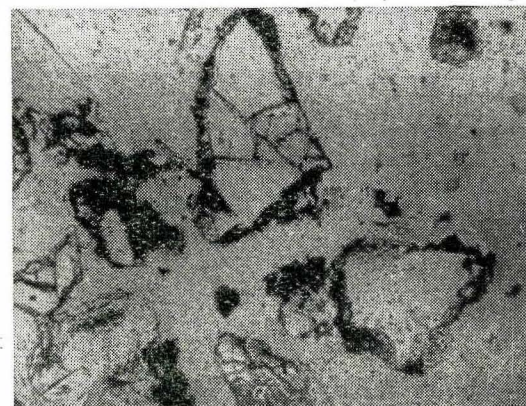


Рис. 9. Выделения тонкодисперсных минералов (черное) на зернах кварца:
а — урановая минерализация; б — молибденовая минерализация. Без анализатора. Ув. 160

ным весом. Другие навески до разделения в тяжелых жидкостях были предварительно оттерты резиновым пестиком (пробкой) и расситованы.

Результаты обработки этой пробы, приведенные в табл. 4, показывают, что наибольший выход тяжелой фракции и наиболее высокое содержание урана получают в том случае, если анали-

Таблица 4

Содержание урана во фракциях различного удельного веса, полученных разными методами

Удельный вес фракций	Метод оттирания			Растерто после оттирания			Растерто без оттирания		
	Выход фракций		% от со- дер- жания в исход- ной пробе	Выход фракций		% от со- дер- жания в исход- ной пробе	Выход фракции		% от со- дер- жания в исход- ной пробе
	г	%		г	%		г	%	
<2,9	65,47	98,99	165	53,16	99,6	190	61,92	99,48	171
2,9—3,45	0,34	0,51	433,7	0,09	0,16	—	0,1	0,16	53
>3,45	0,33	0,5	433,7	0,15	0,24	—	0,22	0,36	217

зируемая проба вначале оттирается резиновой пробкой, а затем расситовывается.

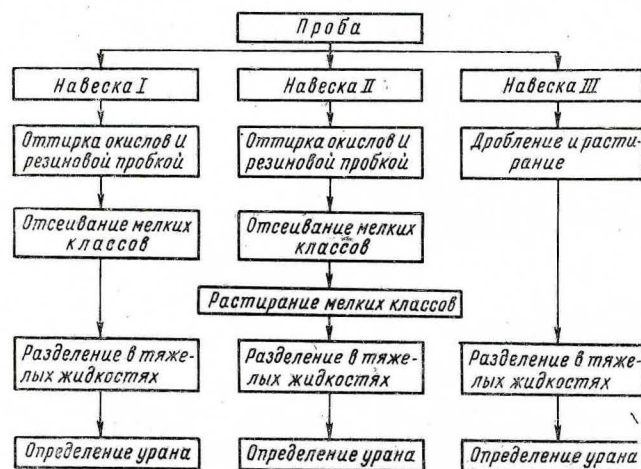


Рис. 10. Схема обработки пробы с урановыми чернями

В мелких классах при этом концентрируется интересующий нас минерал. Этот материал затем подвергся разделению в тяжелых жидкостях, во фракциях различного удельного веса было определено содержание урана и затем отобрана фракция с наибольшим содержанием его для дальнейшего исследования. Та же методика применялась и для получения обогащенных концентратов из пород, содержащих окислы железа и молибденовую минерализацию. При достаточном обогащении после оттирки резиновой пробкой можно работать с мелкими классами без разделения их в тяжелых жидкостях.

При изучении содержания урана в различных фракциях после разделения в тяжелых жидкостях отмечается наибольшее обогащение ураном тяжелых фракций (табл. 5). Однако выход тяжелых

Таблица 5
Распределение урана по фракциям различного удельного веса

Удельный вес фракции	Выход фракции		% от содержания урана в исходной пробе
	г	%	
<2,9	137,9	98,5	54
2,9—3,43	0,99	0,7	112
>3,43	1,11	0,8	787

лой фракции очень мал, и значительная часть урана содержится в легкой фракции. Концентрация урана в легкой фракции, по всей вероятности, объясняется тем, что в силу дисперсности урановых зерен невозможно полностью отделить их от зерен кварца и полевого шпата, вместе с которыми они и остаются в легкой фракции.

Отмучивание

Объектом изучения являлись кварц-полевошпатовые пески, обогащенные урановыми чернями и гидроокислами железа в виде порошковых тонких налетов различной окраски. Цвет изучаемых минералов и их количество в породе обуславливают различную окраску ее.

Отмучивание производилось дистиллированной водой с частым перемешиванием. В отличие от метода, предложенного М. Н. Яковлевой и Г. А. Сидоренко (1955), устойчивая суспензия тонкодисперсных минералов получалась без применения раствора хлористого натрия, а иногда и без соляной кислоты.

При отмучивании песка с гидроокислами железа были взяты породы желтого и красного цвета различной интенсивности. Результаты отмучивания этих пород приведены в табл. 6.

При отмучивании интенсивность окраски в тонкой (взвешенной) фракции иногда несколько повышается (см. табл. 6), но значительная часть гидроокислов железа не отделяется от зерен других минералов.

Рентгеноструктурный анализ не улавливает гидроокислов железа в отмученном материале. Либо они аморфны, либо содержание их в анализируемом материале было ниже чувствительности метода. В целом отмучивание не дало положительных результатов, особенно для таких неинтенсивно окрашенных пород, как белесоватые, белесые, светло-желтые, светло-коричневые.

Породы, обогащенные окислами урана, имеют светло-серую до черно-серую окраску, в зависимости от содержания уранового минерала. Как и в случае отмучивания гидроокислов железа, при отмучивании пород с окислами урана интенсивность окраски в тонкой, взвешенной части усиливается (табл. 7).

Таблица 6

Содержание железа в материале, полученном при отмучивании породы

№ пробы	Окраска		Осадок (крупная фракция)	Содержание Fe_2O_3 , %		Рентгеноструктурный анализ отмученной части
	породы	отмученной части		в породе	в отмученной части	
2672	Красная	Кирпично-красная	Песок, покрытый налетами и скоплениями гидроокислов (кирпично-красных)	3,04	3,86	Слабая дифракционная картина кальцита
2902	Белесорозовая	Очень светлая	Очень редкие оранжево-красные скопления	1,49	—	Кальцит + примеси (очень слабое отражение)
2673	Белесая	Слегка розоватая	Водяно-прозрачный кварц, встречаются розовые полевые шпаты	1,36	0,5	Кальцит + фаза каолинита
2919	Светло-желтая	Светло-кремовая	Мелкие редкие оранжево-красные и желтые присыпки	0,89	1,12	Кальцит + арагонит
2933	Желтая	Бесцветная	Редкие желтые присыпки и желтовато-бурые скопления	2,0	4,1	—

Таблица 7

Степень обогащения ураном тонкой фракции, полученной при отмучивании

№ п/п	Фракция	Выход фракции, %	Степень обогащения ураном
1	Отмученная (тонкая)	1,5	10 раз
2	Крупная (остаток)	98,6	—

* Анализ произведен Е. Е. Левиной.

Из данных табл. 7 видно, что содержание урана во взвешенной (отмученной) части повышается примерно в 10 раз, но выход этой фракции сравнительно незначительный.

Применение ультразвука

Как и в предыдущих случаях, объектом исследования явились урановые черни и гидроокислы железа — порошковые налеты, обволакивающие различные зерна песчаной породы и придающие ей соответствующий цвет.

Опыты проводились К. С. Акоповой и автором (1967) на ультразвуковой установке периодического действия. Источником ультразвуковых колебаний служил генератор УЗГ-10М. Озвучивание производилось в ванне, в дно которой вмонтирован магнетострикционный преобразователь ПМС-6, работающий на частоте 22 кГц с интенсивностью 3,8 Вт/см², в течение 30 мин непрерывно, а затем 30—40 мин с интервалами в 5 мин.

Опыты осуществлялись по следующей методике: материал в виде пульпы (Т:Ж=1:10) подвергался обработке в ультразвуковом поле; малые пробы обрабатывались в плоскодонном стакане, погруженном в ванну, а большие — непосредственно в ванне. После обработки материала ультразвуком жидкая фаза пульпы удалялась, а зернистый материал подвергался отмывке.

Для сравнения мелкие классы исследуемых проб были получены другими способами (отмучиванием и оттиранием резиновой пробкой с последующим расситовыванием).

Ультразвуком в течение 30 мин были обработаны две пробы песка, содержащие урановые черни, и три пробы песка с гидроокислами железа. В результате применения ультразвука порода была разделена на мелкий (пленка) и крупный (остаток) классы. Последний представлен кварцем, полевым шпатом, обломками пород и другими более крупнозернистыми компонентами. Освобожденная от основного красящего ее пигмента, порода приобрела светло-серый цвет. Особенно четко это видно на пробах с гидроокислами железа. В мелкие классы перешли тонкозернистые и дисперсные выделения: минералы глины, окислы урана, железа и др.

Разделение каждой группы проб дало следующие приведенные ниже результаты.

Озвучивание пород, обогащенных чернями

При озвучивании песка с чернями непрерывно в течение 30 мин выход мелких, наиболее интересных классов составил 8—11% породы (табл. 8). При этом мелкий класс значительно обогащен ураном. При озвучивании богатой породы (проба 711) материал обогатился в 2 раза, а бедной пробы — в 10,7 раза (табл. 8).

Мелкий класс был разделен на центрифуге Мошова на две фракции. Выход фракции удельного веса более 2,9 (тяжелая) крайне незначителен (табл. 9). Судя по данным рентгеноструктурного анализа, окисел урана в пробе 711, вероятно, аморфный.

Таблица 8

Выход мелких классов, выделенных при ультразвуковой обработке проб, обогащенных чернями

№ пробы	Навеска, г	Выход классов			Обогащение мелкого класса по сравнению с навеской
		мелкий		крупный	
		г	%		
711	173,3	15,5	8,94	91,06	В 2 раза В 10,7 »
3602	187,9	20,6	10,97	89,03	

При озвучивании породы в течение 30—40 мин с интервалами в 5 мин оказалось, что наилучшие результаты достигаются в первые 5 мин озвучивания (табл. 10). При этом в пленку переходят 11% веса пород, что составляет 83% (проба 3602) и 72,5% (проба 711) тонкого класса. Полученная фракция обогащена по срав-

Таблица 9

Результаты разделения мелкого класса в жидкости удельного веса 2,9

№ пробы	Навеска, г	Выход тяжелой фракции		Состав тяжелой фракции (> 2,9)	Рентгеноструктурный анализ	
		г	%		Неразделенный мелкий класс	Фракция > 2,9
711	4,2	Следы	—	Ильменит, пирит, сфен	Кварц, каолинит	Пирит
3602	2,4	0,002	0,08	Тонкозернистый агрегат темно-серого цвета с пиритом	Кварц, каолинит, смолка	Смолка (a=5,4), кварц, пирит

нению с исходной навеской почти в 12 раз в пробе 3602 и значительно меньше (в 2 раза) в пробе 711. Фракции, полученные в последующие интервалы времени, обогащены значительно меньше.

Таблица 10

Содержание урана в тонких фракциях после обработки проб ультразвуком

Время озвучивания, мин	Проба № 3602 (73,55 г)				Проба № 711 (77,2 г)			
	Вес		% от выхода тонкого класса	Обогащение фракций ураном, %	Вес		% от выхода тонкого класса	Обогащение фракций ураном, %
	г	%			г	%		
5	8,1	11,0	83,0	1170	5,73	7,4	72,5	170
10	1,0	1,3	10,2	410	0,77	1,0	9,7	50
15	0,55	0,74	5,6	340	0,5	0,65	6,3	25
20	0,1	0,13	1,0	170	0,9	1,2	11,4	7

Таким образом, применение ультразвука позволяет получать концентрат, значительно обогащенный ураном.

Озвучивание пород с гидроокислами железа

Применение ультразвука для породы, содержащей пылеватые гидроокислы железа, показало, что полученный материал значительно обогащается ими (табл. 11). Однако, судя по данным рентгеноструктурного анализа, обогащение было недостаточным. По-видимому, примесь других минералов мешала диагностике интересующих нас гидроокислов. Возможно также, что анализируемый материал оказался рентгеноаморфным. Безрезультатным в подобном случае может быть и термический анализ, так как на кривой в случае смеси минералов можно не уловить интересующего нас минерала, если содержание его в изучаемом материале невысокое.

Таблица 11

Результаты анализа пленки, снятой ультразвуком

№ пробы	Окраска		Основной состав пленки	Содержание железа		Анализ пленки, снятой ультразвуком	
	породы	пленки, снятой ультразвуком		в породе	в пленке, снятой ультразвуком	рентгено-структурный	термический
18	Желтая	Зелено-ватожелтая	Тонкозернистый агрегат минералов глины, кварц в смеси с желтыми гидроокислами железа	9,46	10,96	Кварц + каолинит или хлорит	Нечеткая картина иллита
19	Красная	Кирпичная	То же, гидроокислы красно-ватокоричневые	3,63	9,7		
20	Сиреневатая	Светлая розоватожелтая	То же, гидроокислы, светло-розовые	2,24	6,32		

Более интересные результаты получены при обработке проб ультразвуком с интервалом в 5 мин. Для опыта были отобраны две пробы песка, содержащие различно окрашенные гидроокислы железа: желто-бурые и вишнево-красные. Содержание Fe_2O_3 в желто-буром песке 22%, а в вишнево-красном 5,66%.

В результате действия ультразвука на породу в первые 5 мин была выделена основная часть тонкой фракции, которая составляет 29,6% веса породы, или 51,6% (желто-бурый песок) и 76,6% (вишнево-красный песок) от веса тонкой фракции; желтоцветная фракция при этом обогатилась в 2,3 раза, красноцветная — в

6 раз (табл. 12). При последующем действии ультразвука от породы отделилось значительно меньшее количество материала. Следовательно, для выделения достаточного количества материала породу следует озвучивать в течение 5, максимум 10 мин.

Таблица 12
Содержание железа в тонкой фракции, полученной после обработки пробы ультразвуком

Время озвучивания, мин	Навеска желто-бурого песка, 18,27 г					Навеска вишнево-красного песка, 22,6 г				
	Вес		% от выхода тонкой фракции	Fe ₂ O ₃		Вес		% от выхода тонкой фракции	Fe ₂ O ₃	
	г	%		содержание, %	% обогащения	г	%		содержание, %	% обогащения
5	5,4	29,6	51,6	51,9	230	3,6	15,9	76,6	33,32	600
10	1,25	6,8	12,03	50,59	230	0,7	3,1	14,9	16,07	280
15	1,1	6,02	10,5	52	240	0,3	1,3	6,4	13,26	230
20	0,75	4,1	1,16	45,99	210	0,1	0,44	2,1	15,89	280
25	0,58	3,2	5,54	51,51	230	—	—	—	—	—
30	0,58	3,2	5,54	49,1	220	—	—	—	—	—
35	0,41	2,2	3,91	49,51	225	—	—	—	—	—
40	0,4	2,2	3,8	44,54	200	—	—	—	—	—

Материал из фракции, полученной в результате озвучивания породы в первые 5 мин, был разделен в жидкости с удельным весом 2,85 (табл. 13).

Таблица 13
Содержание Fe₂O₃ во фракциях разного удельного веса

Цвет исходного материала (песка)	Удельный вес фракции	Вес		Содержание Fe ₂ O ₃ , %	Данные рентгеноструктурного анализа	Примечание
		г	%			
Желто-бурый	>2,85	2,9	95	52,69	Гётит	После 5 мин озвучивания крупность класса 0,07—0,04 мм
	<2,85	0,15	5			
Вишнево-красный	>2,85	3,5	97	39,42	Гематит + кварц	
	<2,85	0,1	3			

Из приведенных в табл. 13 данных видно, что больше 95% разделенного материала имеет удельный вес более 2,85. Рентгеноструктурный анализ тяжелой фракции показал, что окислы железа из желто-бурого песка имеют структуру гётита, а из вишнево-красного — гематита. Величина кристаллитов как гематита, так и гётита — первые десятые доли микрона.

По сравнению с другими методами для выделения тонкодисперсных минералов применение ультразвука является наиболее эф-

фективным (табл. 14). Другие методы дают удовлетворительные результаты для пород, значительно обогащенных железом.

Таблица 14
Содержание железа в материале из вишнево-красного песка, полученного разными методами (фракция 0,07—0,04 мм)

Способ получения фракции	Содержание Fe ₂ O ₃ , %	% обогащения	Данные анализов	
			рентгеноструктурного	термического
Отмучивание	13,28	230	Кальцит + примесь сидерита, каолинита + следы, гематита Гематит, доломит + примесь кварца Гематит + кварц и, возможно, кальцит	Окислы железа на кристаллах не фиксируются
Оттирание	25,78	450		
Озвучивание (5 мин)	33,82	600		

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Применение ультразвука для получения концентратов дисперсных минералов имеет значительные преимущества перед другими методами (расситовывание и отмучивание), особенно в случаях изучения пород, бедных интересующими нас компонентами.
2. В результате применения ультразвука получается тонкая фракция, обогащенная в 2—10 раз интересующим нас элементом.
3. Лучшее время озвучивания породы с тонкодисперсными минералами 5—10 мин.

Схема изучения тонкодисперсных минералов

Комплекс исследований, проведенных на инфильтрационных месторождениях по изучению тонкодисперсных минералов, представленных урановой, молибденовой минерализацией и окислами железа, позволяет предложить схему изучения подобных образований, приведенную на рис. 11. По всей вероятности, она может быть предложена не только для изученных минералов, но и для ряда других, также представленных тонкодисперсными выделениями. Основными этапами этой схемы являются:

1. Получение представительного материала для изучения, что достигается путем оттирки пленок, расситовывания, применения ультразвука, отбора зерен какого-либо известного минерала с налетами изучаемого тонкодисперсного минерала.
2. Изучение полученного материала с помощью различных доступных нам методов: оптического, спектрального, рентгеноструктурного, термического и др.
3. Сопоставление и обобщение полученных данных, что позволяет диагностировать исследуемые минералы.

При изучении тонкодисперсных минералов желательно применение электронной микроскопии. Однако предварительно нужно выработать методику изготовления препаратов.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ТОНКОДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛАХ

Содержание элементов-примесей устанавливается с помощью спектрального анализа. Но так как выделить для изучения моно-минеральную фракцию не представляется возможным, то судить об элементах-примесях в изучаемых минералах крайне затруднительно. Как бы высоко ни было содержание изучаемого минерала в концентрате, получаемом с помощью различных методов, в нем всегда содержится какое-то количество минералов глин, мелкие зерна кварца, сульфидов, акцессорные минералы. При анализе

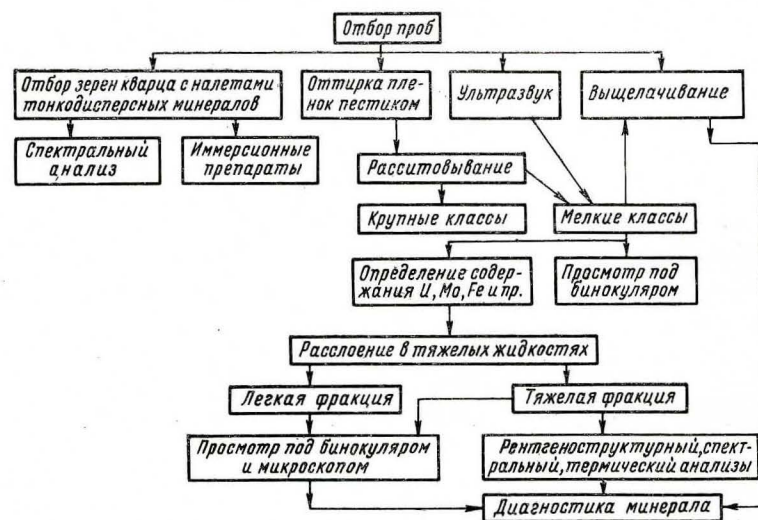


Рис. 11. Схема изучения тонкодисперсных минералов

такой фракции нельзя с уверенностью установить, содержатся ли обнаруженные элементы-примеси в изучаемых минералах, или в других, механически загрязняющих концентрат. Это можно решить путем сравнительного анализа состава чистых зерен минералов концентрата с составом таких же минералов, но несущих налеты изучаемого тонкодисперсного минерала.

В качестве объекта для изучения лучше всего выбрать наиболее простой по химическому составу минерал, который содержится в породе в достаточном количестве.

Так как вмещающей породой изучаемых месторождений являлись кварц-полевошпатовые песчаные породы, то в качестве объекта изучения был выбран кварц. Последний был отобран для спектрального анализа в чистом виде, с налетами урановых черней из рудных проб и с налетами гидроокислов железа из окисленных пород. В табл. 15 даны результаты анализа отобранного кварца. Из приведенных в этой таблице данных видно, что кварц с налетами тонкодисперсных минералов содержит сравнительно неболь-

шое количество элементов-примесей. По сравнению с содержанием элементов-примесей в чистом кварце, в кварце с налетами содержится лишь несколько более высокое количество железа в пробах из окисленных пород и урана в рудных пробах. Из элементов, не встречающихся в чистом кварце, отмечается в одной пробе цинк, в другой — ванадий. В табл. 15 приведен результат анализа концентрата, обогащенного урановыми чернями. Кроме кварца и

Таблица 15
Спектральный анализ чистого кварца и с налетами тонкодисперсных минералов*

Содержание, %	Кварц		Кварц с желтыми окислами Fe		Кварц с красными окислами Fe	Кварц с урано- выми чернями		Концентрат, обогащенный урановыми чернями
10 n	Si	Si	Si	—	Si	Si	Si	Si, Al, Fe, U
1	Al	—	—	Fe	—	[U], Al	[U]	[Mg], [Ca], Ti, P, Na, K
0,3	Ca	Al	[Fe]	Si, Al, Ti	Al	—	—	—
0,1	Mg, Ti	Ca	Al	Mg, Ca	Ca, [Fe]	Mg, Ca, Na	Al, Ca, Mg, Na, Sr	[Mn], [Li], [Sr], [Ba]
0,03	Fe, Na	Mg	Na	Mn	Mg	—	—	—
0,01	Sr, Zr, Ba	Na, Fe, Sr	Mg	[Cu]	Ti, Na	—	Fe, Ti, Ba	[Pb], [Zn], [Zr], [Cu], [Sc], [Y]
0,006	—	—	Zn	—	—	—	—	—
0,003	Mn	Ti	Mn, Ti, Cu	—	—	—	—	—
0,001	Cu, Ga, Y	Mn, Cu, Pb, Be	—	V, Pb	Mn, Zr, Cu	Fe, Mn, Ti, Cu, Ge, Be	Fe, Mn, Ge, Be	Ni, Co, Mo, Sn, Ga
10—4	Yb	—	—	Be, Yb	—	—	—	—

* Элементы с повышенным содержанием взяты в рамки; полужирным шрифтом выделены элементы, не отмеченные в кварце.

черней, этот концентрат содержит ряд минералов: акцессорные (турмалин, гранат, сфен), лейкоксен, фосфат кальция, пирит и т. д. При анализе этого концентрата обнаружены многие элементы-примеси, не отмеченные в других пробах, как и повышенное содержание некоторых элементов. Очевидно, они принадлежат перечисленным минералам концентрата.

Таким образом, хотя прямых данных по содержанию элементов-примесей в изучаемых тонкодисперсных минералах нет, сопоставление данных анализа чистого кварца с кварцем, загрязненным налетами этих минералов, позволяет достаточно обоснованно предполагать, что гидроокислы железа и урановые черни не содержат дополнительных или более высоких концентраций каких-либо элементов-примесей.

МИКРОСКОПИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как и при стадийном анализе (Страхов и др., 1957), микроскопические исследования являются одним из основных методов детальной обработки материала. Просматриваются шлифы и иммерсионные препараты. Для изучения нерудных минералов подготавливаются прозрачные шлифы; для изучения рудных — полированные, прозрачно-полированные, брикеты; для изучения урановых минералов — прозрачно-полированные, полированные, прозрачные открытые; для изучения тонкодисперсных минералов — прозрачно-полированные, для прокрашивания карбонатов — прозрачные открытые, прозрачно-полированные шлифы.

Открытые прозрачные шлифы после хроматических реакций (при изучении карбонатов) или микрорадиографии можно не закрывать. Вместо покровного стекла удобно пользоваться глицерином.

Для изучения тонкодисперсных неравномерно распределенных в породах минералов удобно пользоваться прозрачно-полированными шлифами увеличенных размеров (6×6 см и др.).

Изготовлению прозрачно-полированных и других шлифов, а также брикетов уделено достаточное внимание в работе И. С. Волинского (1966).

В связи с тем, что основную массу шлифов составляют прозрачно-полированные, удобнее пользоваться при их просмотре микроскопами МИН-6 или МИН-8 с насадкой для отраженного света, которые позволяют наблюдать объект изучения как в проходящем, так и в отраженном свете. Особенно удобно пользоваться этими микроскопами при изучении тонкодисперсных и плохополлирующихся образований.

Шлифы и иммерсионные препараты приготавливаются из проб, отобранных из различных частей толщи и зональности: неизмененные породы, в различной мере оруденелые, окисленные и т. п.

При микроскопическом просмотре материала сопоставляется просмотренный материал, уточняются контуры и границы различ-

ных образований на профилях и картах, составленных при полевом изучении материала. В частности, зональность по зоне окисления обрисовывается в основном на основании изучения степени окисленности минералов, что достигается только в процессе микроскопического исследования материала и предварительного просмотра его под бинокулярным микроскопом.

В результате просмотра шлифов и иммерсионных препаратов уточняется вещественный состав выделенных минеральных типов, распределение их, выявляются типоморфные минералы, а также по возможности уточняются и выявляются взаимоотношения минералов. Микроскопическое изучение материала является третьим завершающим этапом выяснения взаимоотношений минералов.

ПРИМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

При изучении эпигенетических процессов существенное значение имеет выяснение миграции различных элементов. Это достигается с помощью различных анализов, в частности, химического, который особенно широко использовался при минералого-геохимическом изучении эпигенетического процесса и связанных с ним инфильтрационных месторождений. Так как основными процессами при образовании изученных месторождений являются процессы окисления — восстановления, то основное внимание было уделено изучению различных аутигенно-минералогических форм железа. Кроме того, в отдельных пробах в зависимости от необходимости определялись $С_{орг}$, CaO , MgO , U , Se , Mo и другие составные части.

В окисленных породах, в которых отмечено наличие самородной серы, наряду с другими формами серы определялась самородная. В основном последняя улавливается при производстве капиллярных вытяжек и химического анализа.

Вследствие того что содержание серы в окисленных породах очень низкое ($<0,1\%$), чувствительность метода не всегда позво-

Таблица 16
Содержание самородной серы в породах зоны
пластового окисления*, %

Подзоны	Содержание серы (самородная + органическая)
Частичного окисления	0,33
Неполного окисления	0,064
	0,28
Полного окисления	0,14
	0,09
Красноцветного ожелезнения	0,17
	0,29

* Анализ произведен Е. Е. Левиной.

ляет разделить ее на составные части. Удалось отобрать лишь несколько образцов с содержанием серы более 0,1% и определить сумму пиритной и сульфатной серы (табл. 16), чтобы по разности между серой общей и полученной суммой вычислить сумму серы самородной и органической, т. е. $S_{\text{общ}} - (S_{\text{пир}} + S_{\text{сульфат}}) = S_{\text{самородная}} + S_{\text{органическая}}$.

Как видно из приведенных в табл. 16 данных, самородная сера отмечается во всех выделенных нами подзонах зоны пластового окисления, особенно в подзоне с наименьшей степенью окисленности компонентов (частичного окисления).

Содержание серы органической в зоне окисления должно быть крайне незначительным.

С органический определялся в породах мокрым сжиганием и сжиганием в печах с последующим поглощением в трубках с аскаритом.

Для проверки точности химических анализов проводились контрольные определения (как внутренний, так и внешний контроль). Допустимые расхождения при химическом анализе (Титов и др., 1957) приведены в табл. 17.

Таблица 17
Допустимые расхождения при химическом анализе отдельных элементов

Элементы	Содержание, %	Допустимые расхождения, %
Fe_2O_3	1—5	10—15
CaO	1—5 5—25	10—25 5—10
MgO	1—5 >5	10—20 3—10
S	>1	5—10

Определению различных аутигенно-минералогических форм железа при изучении месторождений типа кислородного окисления придавалось особое значение.

Было изучено несколько водоносных горизонтов, представленных различными геохимическими типами пород и с разными концентрациями урана на восстановительном геохимическом барьере. Изученные генетические типы пород отличались степенью своей восстановленности, показателем которой, по Н. М. Страхову (1957), является соотношение аутигенно-минералогических форм железа.

Для получения количественного представления о содержании различных форм железа и миграции компонентов, параллельно

с минералогическим анализом применялся химический анализ, который производился Е. Е. Левиной по методу Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955, 1957, т. II).

Определялись следующие компоненты: Fe_2O_3 общее, Fe_2O_3 растворимое, FeO растворимое (в 2—5% HCl), S общая, S самородная, S органический, CaO, MgO, U, Se и другие элементы. Путем пересчета данных химического анализа получалось содержание различных форм железа (по терминологии Н. М. Страхова): сульфидного, карбонатно-хлоритового, окисного и обломочного. Под карбонатно-хлоритовой формой железа подразумевается железо двухвалентное растворимое; под окисной — трехвалентное растворимое; под обломочной — трехвалентное (в меньшей мере двухвалентное) нерастворимое.

В табл. 18 приведены исходные данные для вычисления различных форм железа. Данные этой таблицы свидетельствуют о том, что термин аутигенно-минералогические является несколько условным, так как железо входит в состав не только аутигенных,

Таблица 18
Исходные данные для вычисления различных форм железа

Формы железа	Химическая сущность данной формы железа	По какому компоненту определялась данная форма железа	Минерал, в состав которого входит данная форма железа
Сульфидная	Fe^{2+} нерастворимое	S сульфидная	Пирит, марказит, мельниковит, фемолит
Карбонатно-хлоритная	Fe^{2+} растворимое	FeO растворимое	Хлорит, сидерит, анкерит, глауконит
Окисная	Fe^{3+} растворимое	По разности: Fe_2O_3 растворимое минус FeO растворимое	Гидроокислы железа, хлорит, минералы глин, глауконит
Обломочная	Fe нерастворимое	По разности: Fe_2O_3 общее минус Fe_2O_3 растворимое минус Fe сульфидное	Хлорит, минералы глин, акцессории, глауконит

но и терригенных минералов. Однако в связи с тем, что последние по сравнению с аутигенными минералами железа составляют незначительную часть пород и учитывая, что основное внимание уделяется аутигенной минерализации (как наиболее реакционно способной при окислении), термин аутигенно-минералогические формы железа можно считать приемлемым. Вообще же термин аутигенно-минералогические можно заменить термином минерало-геохимические.

Чтобы иметь хотя бы приблизительное представление о том, в 0—25% валового содержания железа. Окисная форма железа в каком количестве присутствует та или иная форма железа в из- в состав не только гидроокислов железа, где она преобладает, чаемых минералах, был проведен анализ фракций, обогащенных

Таблица 19

Содержание различных форм железа в наиболее характерных минералах

Минералы	Валовое желе- зо, %	Аутигенно-минералогические формы железа							
		Сульфидная		Карбонатно-хлоритная		Окисная		Обломочная	
		Сред- нее со- дер- жание, %	% от Fe вало- вого	Сред- нее со- дер- жание, %	% от Fe вало- вого	Сред- нее со- дер- жание, %	% от Fe вало- вого	Сред- нее со- дер- жание, %	% от Fe вало- вого
Ириит	35,74	34,86	97,54	0,56	1,57	0,32	0,89	0	0
Сидерит*	36,00	1,05	2,9	34,59	96,1	0,36	1,0	0	0
Глауконит*	6,48	0,12	1,85	0,64	9,87	1,26	19,45	4,46	68,83
Хлорит	4,91	Н. о		1,23	25,1	1,06	21,6	2,62	53,3

* В виде примеси в сидерите присутствовал фосфат кальция (5%), в глауконите — кварц, пусковит (10 — 15%).

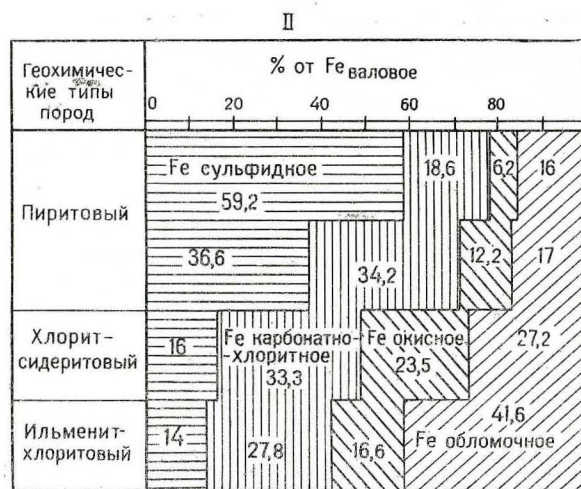
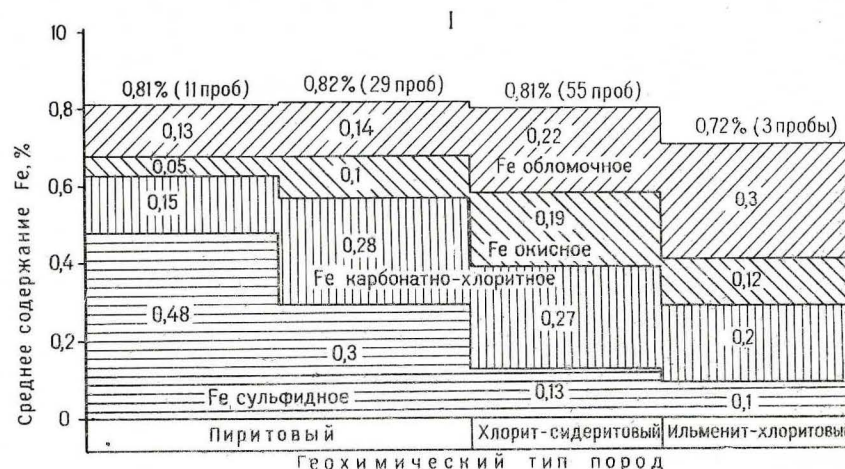


Рис. 12. Распределение форм железа в различных типах пород
I — распределение аутигенно-минералогических форм же-
леза в различных геохимических типах пород; II — удель-
ный вес минералого-геохимических форм железа в общем
балансе железа

интересующим нас минералом. Из данных анализов, приведенных в табл. 19, сульфидная форма железа характерна только для сульфидов; карбонатно-хлоритная — как для карбонатов, так и для силикатов (глауконит, хлорит), в которых эта форма составляет

ио и в состав алюмосиликатов; обломочная форма железа связана как с труднорастворимыми окислами (магнетит, ильменит) и ак-
цессорными минералами, так и с алюмосиликатами (53—68% от
завого содержания железа в хлорите, глауконите) и минера-
тами глин.

В зависимости от преобладания тех или иных минералов же-
леза и соответствующего им соотношения различных форм железа
среди изученных пород выделены следующие геохимические типы:

1) пиритовый, характеризующийся преобладанием сульфидной
формы железа; 2) хлорит-сидеритовый с преобладанием карбонат-
но-хлоритовой формы железа; 3) ильменит-хлоритовый, к кото-

Таблица 20

Среднее содержание аутигенно-минералогических форм железа
в различных геохимических типах пород

Геохимические типы пород	Количество проанализи- рованных проб	Минералого-геохимические формы железа							
		Сульфидное		Карбонатно-хлоритное		Окисное		Обломочное	
		Валовое содер- жание, %	среднее со- дер- жание, %	Валовое содер- жание, %	среднее со- дер- жание, %	Валовое содер- жание, %	среднее со- дер- жание, %	Валовое содер- жание, %	среднее со- дер- жание, %
Пиритовый	11	0,81	0,48	59,2	0,15	18,6	0,05	6,2	0,13
Хлорит-сидеритовый	32	0,82	0,3	36,6	0,28	34,2	0,1	12,2	0,14
Ильменит-хлоритовый	55	0,81	0,13	16	0,27	33,3	0,19	23,5	0,22
	3	0,72	0,1	14	0,2	27,8	0,12	16,6	0,3

рому отнесены породы с высокими содержаниями как карбонатная составляет более 59 и 36% в общем балансе железа. хлоритовой, так и обломочной формы, с преобладанием последней. В породах хлорит-сидеритового типа преобладающей формой является карбонат-хлоритовая, в ильменит-хлоритовом — обломочная. В зависимости от преобладания аутигенно-минералогических кривых и графиков. В качестве примера в табл. 20 приведены частоты встречаемости различных форм железа, т. е. от различного вещественного состава пород, в дальнейшем были выделены породы благоприятные и неблагоприятные для формирования месторождений инфильтрационного типа.

Содержание различных форм железа полезно выносить на профиль или колонки в виде кривых. Как эти кривые, так и графики, приведенные на рис. 12, очень наглядно демонстрируют материал по зональности. При сопоставлении этих материалов отчетливо выявляется привнос или вынос тех или иных компонентов в области изучаемой зональности.

Для наглядности лучше изображать данные химических анализов по содержанию железа в виде вариационных кривых. При построении последних по вертикали откладывается частота встречаемости (% от общего количества проб), по горизонтали — содержание железа (%). Предварительно выбираются классы содер-

Таблица 21

Распределение железа по классам содержаний в разных геохимических типах пород

Геохимические типы пород	Классы содержания железа, %	Минералогическо-геохимические формы железа					
		Валовое		Сульфидное		Карбонатно-хлоритное	
		Количество проб	% от общего количества проб	Количество проб	% от общего количества проб	Количество проб	% от общего количества проб
Пиритовый	<0,3	—	—	19	65,5	17	58,6
	0,3—0,6	2	6,9	9	31,1	12	41,4
	0,6—0,9	22	75,8	1	3,4	—	—
	0,9—1,2	2	6,9	—	—	—	—
	1,2—1,5	3	10,4	—	—	—	—
Хлорит-сидеритовый		29					
	<0,3	—	—	52	94,6	6	10,9
	0,3—0,6	6	10,9	2	3,6	14	25,5
	0,6—0,9	10	18,2	—	—	14	25,5
	0,9—1,2	12	21,8	1	1,8	11	20
	1,2—1,5	7	12,7	—	—	4	7,3
	1,5—1,8	7	12,7	—	—	2	3,6
	1,8—2,1	5	9,1	—	—	2	3,6
	2,1—2,4	3	5,5	—	—	—	—
	>2,4	5	9,1	—	—	2	3,6
		55					

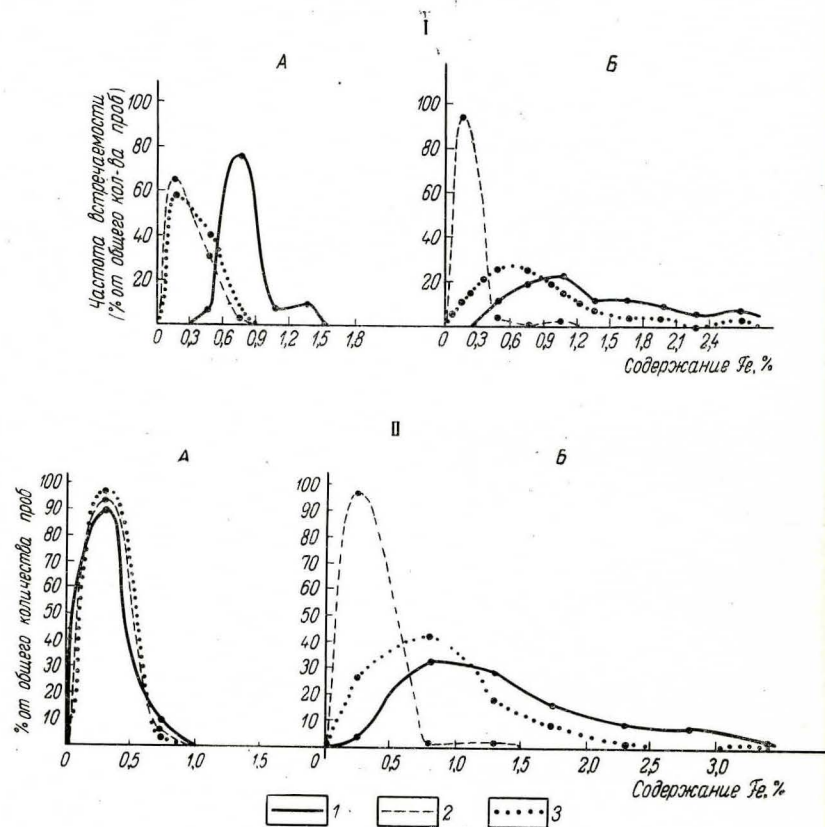


Рис. 13. Вариационные кривые содержания железа с интервалом в 0,3% железа (I) и 0,5% железа (II)
А — пиритовый геохимический тип пород (29 проб); Б — хлорит-сидеритовый тип пород (55 проб)
1 — железо валовое; 2 — железо сульфидное; 3 — железо карбонатно-хлоритное

личных геохимических типов. На основании данных табл. 20 строятся графики и диаграммы. Так, на рис. 12 приведен пример обработки и применения данных химического анализа, а именно распределение аутигенно-минералогических форм железа в различных геохимических типах пород (рис. 12, I) и удельный вес этих форм в общем балансе железа (рис. 12, II). Приведенные данные показывают, что преобладающей формой железа в пор-

жаний. При изучении инфильтрационных месторождений классов содержаний отличались один от другого интервалом в 0,3% железа (табл. 21). По данным, приведенным в табл. 21, основная часть железа (75,8%) в пиритовом типе пород укладывается в классе 0,6—0,9%. Вариационная кривая для этого типа пород четкая одновершинная или с небольшим пиком в области более высоких содержаний (рис. 13, I, A).

Вариационная кривая для хлорит-сидеритового геохимического типа пород (рис. 13, I, B) растянутая. Судя по сходной конфигурации кривых, основную часть валового железа составляет карбонатно-хлоритная форма, в то время как кривая сульфидной формы железа расположена в области низких содержаний.

Для сравнения на рис. 13, II приведены вариационные кривые построенные по классам содержаний с интервалом 0,5% железа (табл. 22). Этот интервал явно завышен для пород пиритового геохимического типа, так как полученные вариационные кривые

МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ КАК ОСНОВА ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Важной частью исследования осадочных пород Н. М. Страхов и др. (1957) считают стадийный анализ, при помощи которого выявляются последовательное превращение осадка в породу и дальнейшая ее история. Это достигается минералого-петрографическими исследованиями, химико-аналитическими определениями различных форм аутигенного железа (как это сделал Н. М. Страхов для установления стадийности диагенетического развития железистых минералов — Страхов, Залманзон, 1955). Задачей стадийного анализа является также установление парагенетических минеральных ассоциаций, текстурных и структурных изменений, что достигается в основном путем микроскопических исследований.

Все эти методы, однако, не достигают цели при изучении рыхлых разновидностей пород. К тому же вопрос осложняется, когда объектом изучения являются полезные ископаемые, эпигенетичные по отношению к вмещающей породе. В этом случае ни фациальный, ни стадийный анализы не вскрывают закономерностей формирования эпигенетического оруденения. Именно поэтому, как уже отмечалось, для изучения процессов формирования эпигенетического оруденения целесообразно прибегать к специализированному минералого-геохимическому картированию.

Так как породы, в которых развиваются эпигенетические процессы, содержат U и Se примерно в кларковых количествах, минеральные проявления этих элементов, возникающие в эпигенетических зонах, можно картировать непосредственно, применяя те или иные методы их обнаружения. В частности, минералы урана — путем анализа данных каротажа, радиометрического промера или химическими методами.

Селен первоначально определяется методом возгона (Синдеева, 1959). Значительно сложнее обстоит дело с картированием новообразованных минеральных проявлений железа, представленными сульфидами. Как и все новообразованные минералы, сульфиды составляют по сравнению со всей породой крайне незначительную часть. Помимо того, эпигенетические сульфиды накладываются на ранее существующий неравномерный сульфидный фон (различий между сульфидами разного генезиса по величине, форме выделений и другим признакам пока не удалось подметить). Поэтому исследование даже большого количества проб без учета первоначального сульфидного фона является недостаточным для установления какой-либо закономерности. В частности, это невозможно выполнить, когда незначительная по величине добавка сульфидного железа, обязанная эпигенетическим процессам (сотые — первые десятые доли процента), содержится на фоне колеблющегося и значительно большего первоначально имевшегося в породе железа (1—2%). Необходим тщательный анализ полученных данных и сравнение максимально однотипных пород, для которых можно

Таблица 22

Распределение железа по классам содержаний в пиритовом и хлорит-сидеритовом геохимических типах пород

Геохимические типы пород	Классы содержания железа, %	Минералого-геохимические формы железа					
		Валовое		Сульфидное		Карбонатно-хлоритное	
		Количество проб	% от общего количества проб	Количество проб	% от общего количества проб	Количество проб	% от общего количества проб
Пиритовый	<0,5	—	—	27	93,1	28	96,7
	0,5—1,0	26	89,6	2	6,9	1	3,3
	1,0—1,5	3	10,4	—	—	—	—
Хлорит-сидеритовый	<0,5	29	—	—	—	—	—
	0,5—1,0	2	3,6	53	96,6	15	26,7
	1,0—1,5	18	32,9	1	1,7	23	42,0
	1,5—2,0	16	29,1	1	1,7	10	18,9
	2,0—2,5	9	16,4	—	—	5	9
	2,5—3,0	5	9	—	—	1	1,7
	>3	4	7,3	—	—	—	—
		1	1,7	—	—	1	1,7
		55					

для пород этого типа почти совпадают и построены по минимальному количеству точек (трем). Для пород хлорит-сидеритового типа этот интервал содержаний также приемлем, так как данные породы характеризуются большим разбросом содержаний железа

ожидать наименьшие колебания в содержании железа. Среди рудовмещающих толщ встречаются литологически разные породы (глины, алевроиты, пески, песчаники и их смесь), распределение которых представлено на литологическом профиле (рис. 14). В свою очередь литологически близкие, в частности песчаные породы, составляющие основную часть разреза изучаемых толщ, несколько различаются по вещественному составу, цементу, круп-

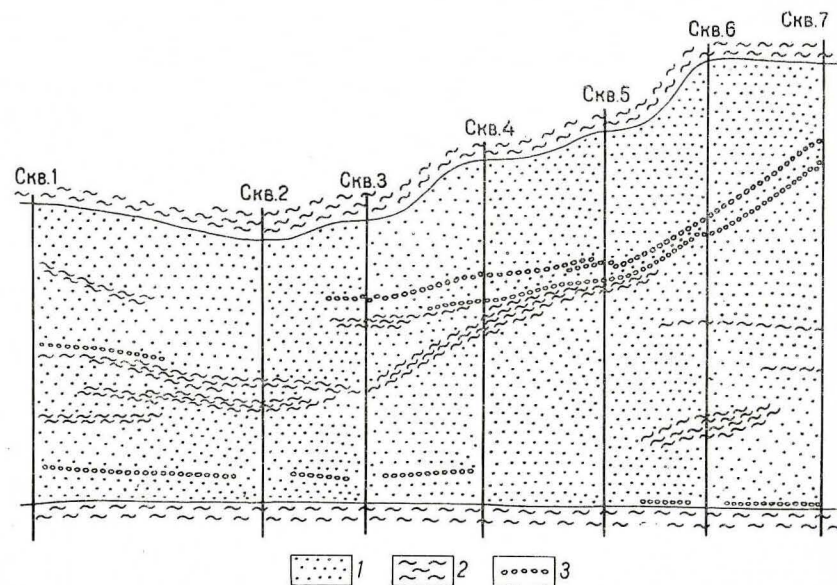


Рис. 14. Литологический профиль

1 — песчаные отложения; 2 — глинистые отложения; 3 — порода с крупным песком и гравием (базальные основания ритмов)

ности зерна и т. д. Эти небольшие на первый взгляд различия могут значительно (по сравнению с выявленной добавкой) влиять на первичное содержание железа. Все это вынуждает учитывать особенности вещественного состава различных пород, что достигается выделением в изучаемой толще минеральных типов, которые затем сравниваются между собой.

Под минеральными типами мы понимаем существующие совокупности минералов или породы, различающиеся по типоморфным минералам, а также по сочетанию таких признаков, как вещественный состав, количественные соотношения минералов и некоторым другим особенностям.

Типоморфными вслед за А. Е. Ферсманом, Е. К. Лазаренко, Н. А. Смольяниновым мы считаем минералы, которые характерны для определенных условий образования и изменения породы. Для рассматриваемых разрезов это минералы U, Fe, Se, Mo, а именно: урановые черны, пирит, гидроокислы железа, самородный селен,

иордизит, т. е. наиболее реакционно-способные (при окислении) минералы, образованные в данном случае в ходе эпигенетического процесса.

На рис. 15 представлено распределение минеральных типов. Сравнение рис. 15 и 14, составленных по одному и тому же разрезу, отчетливо выявляет две группы минеральных типов; распределение минеральных типов первой группы (см. рис. 15, номера 1, 8, 10) аналогично распределению литолого-фациальных разно-

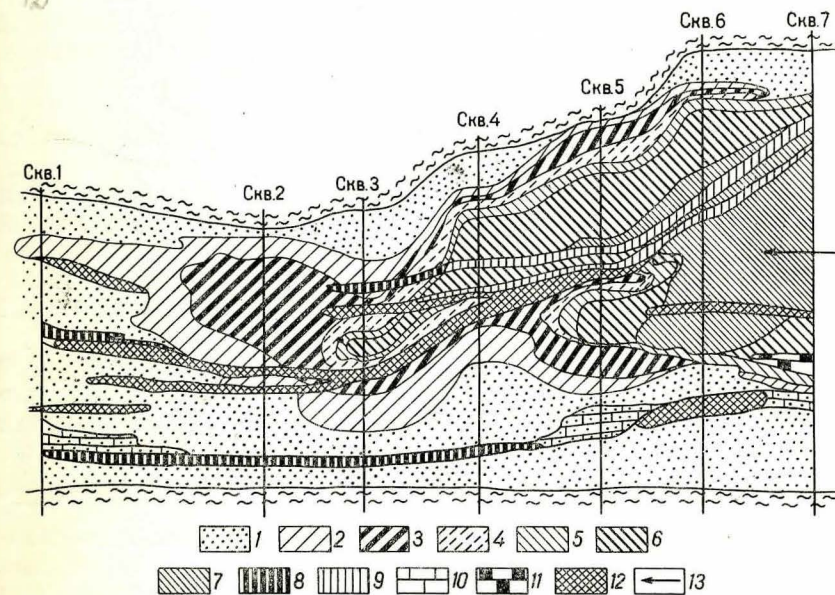


Рис. 15. Распределение минеральных типов

1 — пирит-хлоритовый; 2 — пирит-хлоритовый с повышенным содержанием урана; 3 — пирит-хлорит-чернистый; 4 — пирит-хлорит-селеновый; 5 — пирит-хлорит-гетитовый; 6 — хлорит-гетитовый; 7 — гетит-гидрогетитовый; 8 — карбонат-фосфат-пиритовый; 9 — гетитовый с повышенным содержанием железа; 10 — пирит-карбонатный; 11 — гетит-карбонатный; 12 — минеральные типы глинистых отложений; 13 — направление движения пластовых вод

видностей (см. рис. 14) в пределах изучаемой толщи; минеральные типы второй группы (см. рис. 15, остальные номера), в отличие от минеральных типов первой группы, секут литологические комплексы и являются как бы наложенными на них. Очевидно, минеральные типы первой группы являются первичными, фациально-обусловленными, унаследованными от стадии осадкообразования; минеральные же типы второй группы являются вторичными, эпигенетическими, но не полностью, так как терригенная и частично аутигенная минерализация остается такой же, как в первичных минеральных типах. Во вторичных минеральных типах на основные первичные признаки накладываются дополнительные (окисление, селеновая, урановая и другие минерализации и новообразования),

незначительные в количественном отношении, но придающие им специфические черты, отличающие их от неизменных пород и указывающие на изменение физико-геохимических условий. Таким образом, на основании картирования можно судить о первичности или вторичности типоморфных минералов, характеризующих эти типы.

В пределах песчаных пород* разреза (см. рис. 14, 15) среди первичных минеральных типов выявляются пирит-хлоритовый, пирит-карбонатный и пирит-фосфатно-карбонатный. Наиболее интересным минералом с точки зрения формирования эпигенетической зональности в этих минеральных типах является пирит, и все перечисленные минеральные типы можно объединить в сульфидную минеральную ассоциацию.

Вторичные минеральные типы можно также подразделить на две группы. К первой группе относятся минеральные типы, представленные неокисленными породами с повышенным содержанием урана, иногда селена (пирит-хлорит-черниевый, пирит-хлоритовый с повышенным содержанием U и пирит-хлорит-селеновый минеральные типы); их можно отнести к сульфидно-урановой минеральной ассоциации. Ко второй группе относятся минеральные типы, представленные окисленными породами.

Вследствие различной интенсивности окисления минералов двухвалентного железа в местах выклинивания зоны пластового окисления среди окисленных пород встречаются неокисленные минералы двухвалентного железа. Естественно, что легкоокисляемые минералы (ширит, сидерит) сохраняются у контакта окисленных и неокисленных пород; в удалении от него встречаются лишь трудноокисляемые (хлорит, глауконит, минералы глин). По наличию неокисленных минералов двухвалентного железа можно судить о степени окисленности пород. Среди окисленных пород выделены следующие минеральные типы: пирит-хлорит-гётитовый, хлорит-гётитовый, гётит-гидрогётитовый, карбонат-гётитовый, гётитовый с повышенным содержанием железа. Для них характерно наличие гидроокислов железа, и эти минеральные типы отнесены к гётит-гидрогётитовой минеральной ассоциации.

Указанные минеральные ассоциации, как и минеральные типы в пределах каждого парагенетического ряда, зональны с полным или частичным сохранением зон и подзон. Первичные минеральные типы сульфидной минеральной ассоциации слагают зону эпигенетически неокисленных безрудных пород (рис. 16), сульфидно-урановая — зону уранонакопления и гётит-гидрогётитовая — зону пластового окисления.

Среди вторичных минеральных типов почти всегда можно найти такие, которые по своим первичным признакам соответствуют

* Все процессы в рассматриваемых инфильтрационных месторождениях наиболее интенсивно протекают в песчаных породах, поэтому в данном разделе речь будет идти только об этих породах.

тому или иному первичному минеральному типу. Приняв каждый из первичных минеральных типов за исходный, можно построить ряд минеральных типов, характеризующихся одними и теми же первичными признаками и отличающихся один от другого теми

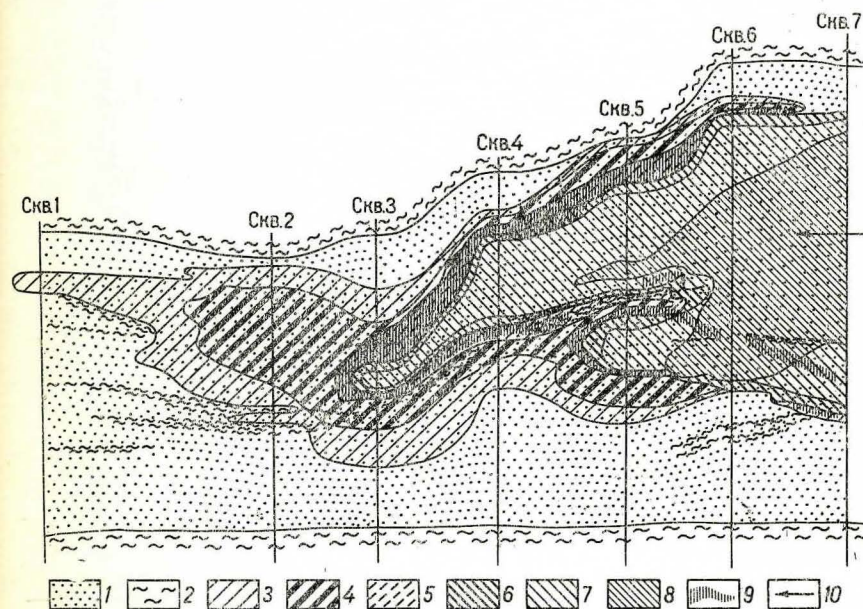


Рис. 16. Эпигенетическая зональность
1 — песчаные отложения; 2 — глинистые отложения; 3—5 — зона уранонакопления с подзонами: уранового ореола (3), рудного тела (4), разрушающихся руд (5); 6—8 — зона пластового окисления с подзонами полного окисления (8), неполного окисления трудноокисляемых минералов (7) и частичного окисления (6); 9 — селеновая минерализация; 10 — направление движения пластовых вод

Таблица 23

Парагенетические ряды минеральных типов

Ряды	Первичные минеральные типы (сульфидная минеральная ассоциация)	Вторичные минеральные типы	
		Сульфидно-урановая минеральная ассоциация	Гётит-гидрогётитовая минеральная ассоциация
1	Пирит-хлоритовый →	Пирит-хлоритовый с повышенным содержанием урана → пирит-хлорит-черниевый → пирит-хлорит-селеновый →	Пирит-хлорит-гётитовый → хлорит-гётитовый → гётит-гидрогётитовый
2	Пирит-карбонатный →	—	Гётит-карбонатный
3	Карбонат-фосфатно-пиритовый →	—	Гётитовый с повышенным содержанием железа

или иными вторичными признаками, наложенными на первичные. В описываемом случае среди песчаных пород можно выделить три таких ряда (по числу первичных минеральных типов, табл. 23).

Подавляющую часть изучаемого разреза (см. рис. 14) составляют русловые отложения (первый ряд минеральных типов), анализу которых уделяется основное внимание.

Наиболее трудным, как уже указывалось, является изучение закономерностей распределения минералов железа и особенно выделение среди них новообразований.

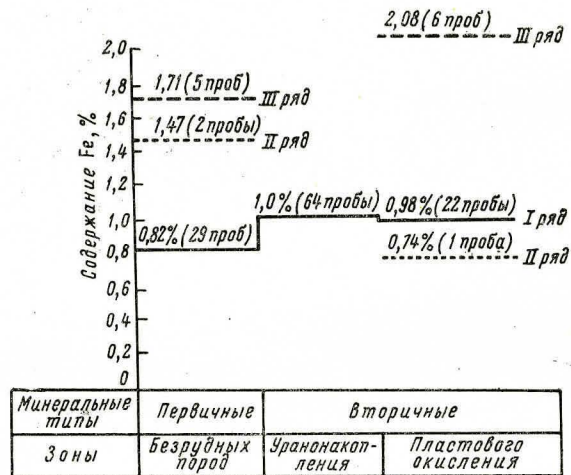


Рис. 17. Вариации содержания железа в парагенетических рядах минеральных типов

Среди изученных песчаных отложений наиболее железосодержащими являются породы третьего ряда минеральных типов (рис. 17). Среднее содержание железа в исходном карбонат-фосфатно-пиритовом минеральном типе составляет 1,71%. В породах основного первого ряда среднее содержание железа в первичном пирит-хлоритовом минеральном типе составляет 0,82% (см. рис. 17, 18), а вторичные минеральные типы характеризуются средним несколько более высоким содержанием железа. В сульфидно-урановой минеральной ассоциации наиболее высокое содержание железа (1,28%) отмечается в пирит-хлорит-селеновом минеральном типе, в гётит-гидрогётитовой минеральной ассоциации — в пирит-хлорит-гётитовом (1,06%). Причем если в исходном минеральном типе содержание различных форм железа* было примерно одинаковым, (рис. 18), то в сульфидно-урановой ассоциации сказывается преобладающая роль пиритной формы. В частности, если в пирит-хлоритовом минеральном типе содержание

* Определение различных форм железа произведено Е. Е. Левиной.

пиритной формы железа составляет 0,29%, то в пирит-хлоритовом с повышенным содержанием урана 0,36%, в пирит-хлорит-черниевом 0,44%, в пирит-хлорит-селеновом 0,62%. В минеральных типах гётит-гидрогётитовой ассоциации преобладающей формой железа является окисная.

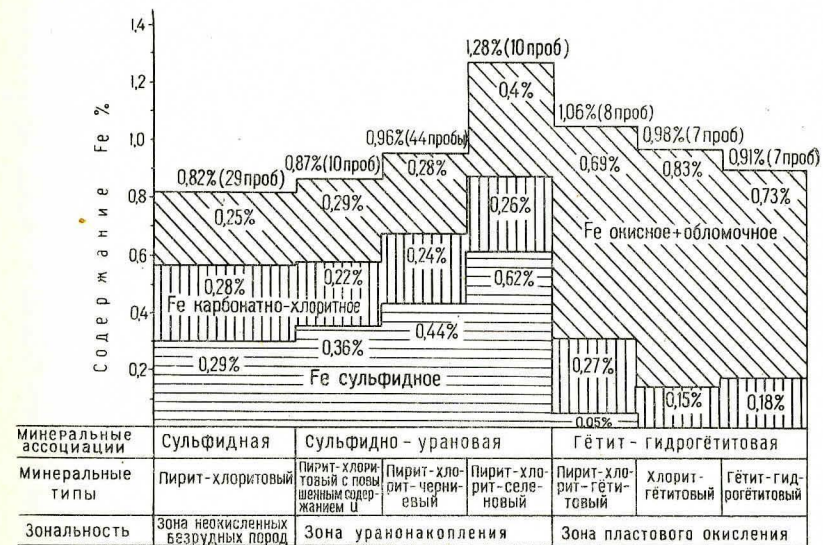


Рис. 18. Распределение различных форм железа по обобщенному профилю эпигенетической зональности (пирит-хлоритовый парагенетический ряд минеральных типов)

Эволюцию железа в пределах описываемого ряда минеральных типов можно проследить и по вариационным кривым (рис. 19). Так, вариационная кривая содержания железа в породах пирит-хлоритового минерального типа — одновершинная или с небольшим вторым пиком в области более высоких содержаний. Почти во всех анализированных пробах этого минерального типа содержания железа мало отличаются друг от друга, в то время как кривые содержания железа во вторичных минеральных типах — четко двувёршинные с различным соотношением пиритной (в рудных пробах) и окисной (в окисленных породах) форм железа.

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы. В зоне пластового окисления сульфиды замещаются гидроокислами железа. Наиболее обогащенными железом являются приконтактные части зоны пластового окисления, а более глубокие участки ее несколько обеднены железом. Разные содержания железа в сульфидно-урановой и в гётит-гидрогётитовой минеральных ассоциациях указывают на то, что пирит-хлорит-гётитовый минеральный тип является своеобразной подзоной частичного выноса железа с последующим переотложением его в виде сульфидов в породах сульфидно-урановой минеральной ассоциации. Повышенное содер-

жание железа в пирит-хлорит-гётитовом минеральном типе по сравнению с другими минеральными типами гётит-гидрогётитовой минеральной ассоциации объясняется тем, что передний фронт зоны пластового окисления накладывается на наиболее богатые железом участки неокисленных пород.

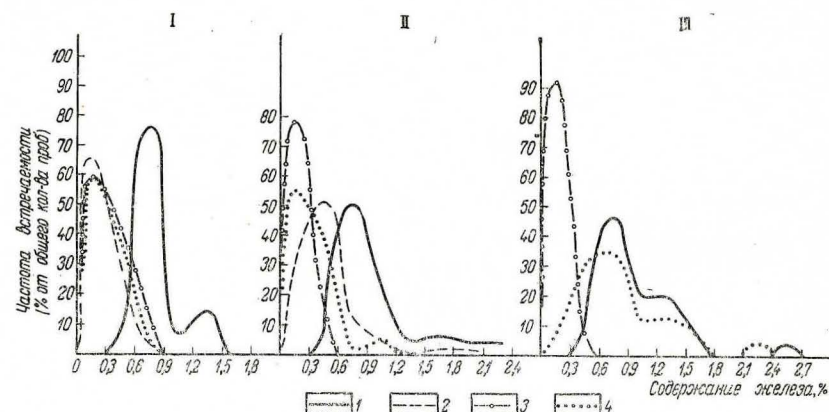


Рис. 19. Вариационные кривые содержания железа в пирит-хлоритовом ряде минеральных типов

I — пирит-хлоритовый минеральный тип (29 проб); II — минеральные типы зоны уранонакопления (64 пробы); III — минеральные типы зоны пластового окисления (26 проб)

1 — железо валовое; 2 — то же, сульфидное; 3 — то же, карбонатно-хлоритное; 4 — то же, обломочное+окисное

В другом разрезе среди аналогичных песчаных пород, обогащенных карбонатом и более бедных сульфидами, выделено девять минеральных типов, которые объединены в три парагенетических

Таблица 24

Парагенетические ряды минеральных типов песчаных пород, обогащенных карбонатом и обедненных сульфидами

Ряды	Первичные минеральные типы (карбонатная минеральная ассоциация)	Вторичные минеральные типы	
		Карбонатная минеральная ассоциация с повышенным содержанием урана	Гётит-гидрогётитовая минеральная ассоциация
1	Карбонатный →	Карбонатный с повышенным содержанием урана →	Карбонат-гётитовый
2	Пирит-карбонатный →	Пирит-карбонатный с повышенным содержанием урана →	Пирит-карбонатно-гётитовый
3	Углисто-пиритовый →	Углисто-пирит-черниевый →	Углисто-пирит-гётитовый

ряда (табл. 24). Минеральные типы каждого ряда характеризуются однотипностью пород, но отличаются степенью изменения породы в ходе развития эпигенетического процесса.

Основную часть разреза составляют породы первого и второго рядов. Однако практически единственно рудоносными являются породы третьего ряда. Остальные минеральные типы характеризуются хотя и повышенными относительно кларка, но в общем низкими содержаниями урана.

Наиболее высокие содержания железа отмечаются в породах третьего ряда (рис. 20), особенно в углисто-пирит-черниевом минеральном типе (4,8%). Пирит-карбонатный и карбонатный минеральные типы характеризуются значительно более низкими содержаниями железа (в среднем соответственно 1,77 и 0,87%). Преобладающей формой железа в исходных минеральных типах является карбонатная, которая в общем балансе железа составляет 65% в пирит-карбонатном минеральном типе и 37,5% — в карбонатном. В наиболее рудоносном (углисто-пиритовом) минеральном типе основная часть железа (40%) представлена сульфидной формой.

Распределение пирита крайне неравномерное. Наибольшие скопления его наблюдаются в породах углисто-пиритового минерального типа, где содержание пирита в среднем достигает 2,2%. В остальных минеральных типах содержание пирита в среднем не превышает 0,34% (пирит-карбонатный минеральный тип). Учитывая, что углисто-пиритовый минеральный тип составляет незначительную часть разреза, можно утверждать, что в целом породы данной толщи по сравнению с ранее рассмотренной бедны пиритом.

В минеральные типы с повышенным содержанием урана приноса железа не происходит, либо он крайне незначителен, за исключением пород углисто-пирит-черниевых минерального типа.

Как и в приведенном выше примере, первичные минеральные типы составляют зону серых эпигенетически неокисленных безрудных пород; вторичные — зону уранонакопления (карбонатный и пирит-карбонатный с повышенным содержанием урана, а также углисто-пирит-черниевый) и зону пластового окисления (карбонат-гётитовый, пирит-карбонатно-гётитовый и углисто-пирит-гётитовый минеральные типы).

Содержание железа в зоне серых эпигенетически неокисленных безрудных пород колеблется от 0,47 до 7,48%. Хотя преобладающей формой железа здесь является карбонатная, содержание сульфидной формы в этой зоне несколько выше, чем в минеральных типах основной части разреза, и если учитывать небольшое количество проб углисто-пирит-черниевых минерального типа с резко повышенным содержанием сульфидов, может создаться неправильное представление о высоком содержании сульфидного железа в толще в целом. Это лишний раз подтверждает необходимость анализа материала с учетом минеральных типов, т. е. первичных свойств пород.

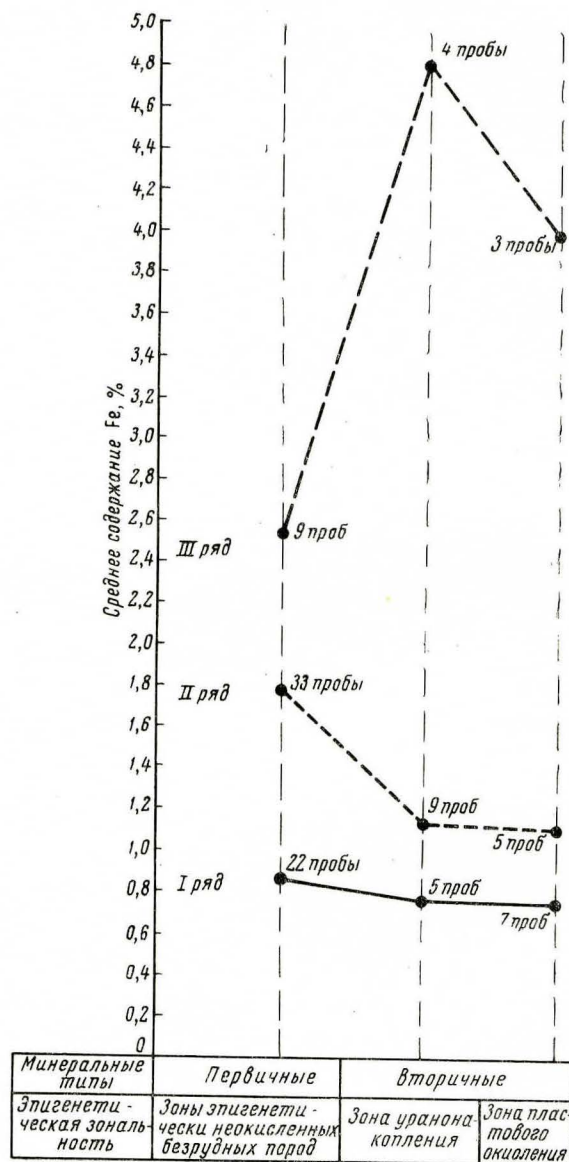


Рис. 20. Вариации среднего содержания железа в минеральных типах по профилю II

Содержание урана в зоне уранонакопления, по всей вероятности, зависит от резкости перепада Eh и, возможно, pH, на границе окислительно-восстановительных условий. При этом большой перепад окислительно-восстановительного потенциала и pH обеспечивается в породах, содержащих большее количество сульфидов. Следовательно, вторая изученная толща пород может показаться более благоприятной для накопления урана, чем первая. В действительности в первой толще на геохимическом барьере отмечаются значительные концентрации урана, в то время, как во второй — незначительные, да и то только в породах второго ряда минеральных типов, слагающих небольшую часть разреза.

Выводы, сделанные в отношении железа, можно отнести и к ряду других элементов, в частности, Pb, Cu, Zn, V, Mo и др.

Таким образом, выделение минеральных типов включает следующие операции:

а) макроскопическое изучение породы с последующей классификацией их по преобладающему признаку (цвет, минеральный состав и количественное соотношение аутигенных минералов) для ориентировочного выделения минеральных типов;

б) детальное изучение пород с применением всех известных минералогических методов для уточнения выделенных минеральных типов;

в) выяснение закономерностей распределения выделенных минеральных типов в разрезе и по площади;

г) сравнительный анализ результатов литолого-фациального картирования и данных картирования минеральных типов для установления первичного или вторичного характера минеральных типов;

д) установление для минеральных типов из разных парагенетических рядов, но с общими специфическими признаками (окисление, наличие повышенных количеств урана) минеральных ассоциаций и эпигенетической зональности.

СРЕДНЕЕ ВЗВЕШЕННОЕ СОДЕРЖАНИЕ ЖЕЛЕЗА И ДРУГИХ КОМПОНЕНТОВ В РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩЕ

Выделение и изучение минеральных типов в толщах со сложным литологическим строением связано с отбором больших количеств проб и производством большого числа анализов, что является весьма трудоемким.

В случае крайней необходимости этот сложный комплекс работ можно частично заменить изучением меньшего количества проб, отобранных из различных частей зональности, а анализ распределения железа и других компонентов производить путем подсчета среднего взвешенного содержания.

Для вычисления последнего по рудовмещающей толще содержание каждой формы железа в пробе умножалось на опробованную мощность, а затем сумма произведений делилась на общую опробованную мощность толщи.

Среднее взвешенное содержание железа ($\frac{\sum mc}{\sum m}$) подсчитывалось для пород каждой выделенной зоны. В табл. 25 приведены данные по примерному вычислению среднего взвешенного содержания железа по рудовмещающей толще, представленной на рисунках 14—16. На основании данных, приведенных в табл. 25

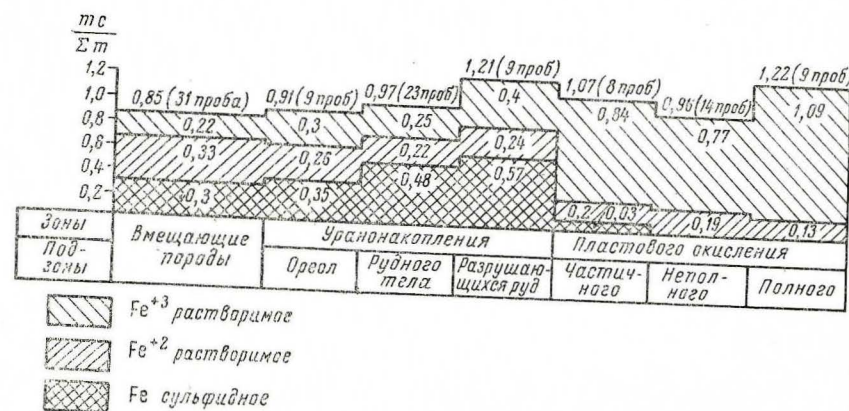


Рис. 21. Среднее взвешенное содержание различных форм железа по профилю эпигенетической зональности
 m — мощность опробованного интервала; c — содержание железа

Таблица 25

Среднее взвешенное содержание различных форм железа в рудовмещающей толще

Зоны	Элементы зональ-ности	Коли-чество проб	$\frac{\sum mc^*}{\sum m}$			
			Же-лезо вало-вое	Сульфид-ное же-лезо	Карбонат-хлоритное железо	Окисное железо
Неизмененных пород		31	0,85	0,3	0,33	0,22
Уранонакопления	Ореол рассеяния	9	0,91	0,35	0,26	0,3
	Оруденение	23	0,97	0,48	0,22	0,25
	Разрушающиеся руды	9	1,21	0,57	0,24	0,4
Пластового оки-сления	Частичное окис-ление	8	1,07	0,03	0,2	0,84
	Неполное окис-ление трудноокис-ляемых мине-ралов	14	0,96	0,01	0,18	0,77
	Полное окисление	9	1,2	0	0,13	1,09

* m — мощность опробованного интервала; c — содержание железа в пробе.

построен график (рис. 21). Сравнивая рис. 21 с рис. 18, на котором изображено среднее арифметическое содержание железа по основной массе пород, отнесенных к тому же парагенетическому ряду минеральных типов, можно видеть, что закономерности распределения различных форм железа по неизменным породам и зоне уранонакопления сходны на обоих рисунках. Но для подзоны полного окисления в зоне пластового окисления на рис. 21 отмечается увеличение содержания окисной формы железа, а на рис. 18, наоборот, эта подзона характеризуется наименьшим содержанием этой формы железа. По всей вероятности, при подсчете среднего взвешенного сказалось наличие большего количества в этой подзоне проб титового минерального типа с повышенным содержанием железа. Таким образом, метод среднего взвешенного хотя менее трудоемкий, но и менее точный.

Кроме среднего взвешенного содержания железа, при исследованиях вычислялось среднее взвешенное содержание CO_2 , урана и молибдена (см. рис. 7), а также среднее взвешенное содержание различных классов крупности (гранулометрический состав).

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ВИДОВ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Главные химические элементы (ионы или соединения), активно мигрирующие и осаждающиеся на геохимическом барьере в процессе образования эпигенетических инфильтрационных месторождений и определяющие физико-химические особенности этого процесса, А. И. Перельман называет типоморфными. В нашем случае такими элементами являются U, Se, Mo, Fe.

Соответственно минералы этих элементов, образующиеся в ходе эпигенетического процесса, также следует отнести к числу типоморфных.

Основными эпигенетическими процессами, определяющими образование эпигенетических и в том числе типоморфных минералов (а следовательно, и месторождений), являются процессы окисления — восстановления.

Кислородсодержащие пластовые воды, взаимодействуя с вмещающими породами, изменяют их облик и изменяются сами. В табл. 26 и на рис. 1 приведены данные по изменению состава подземных вод и вмещающих пород.

Таблица 26

Основные показатели зон восстановления и окисления

Среда	Основные показатели	
	Зона окисления	Зона восстановления
Вода	О ₂ уменьшается по мере приближения к выклиниванию Eh имеет положительное значение (+50—+200 мв)	О ₂ отсутствует Eh имеет отрицательное значение (до —300 мв)
Порода	Минералы, содержащие Fe ⁺² , окислены, превращены в минералы с Fe ⁺³ Новообразования: окислы Fe; у контакта — самородный Se Сорг. отсутствует. Окраска пород желтая, бурая	Присутствуют минералы, содержащие Fe ⁺² Новообразования: окислы U, самородный Se, сульфиды Mo, Fe Сорг. присутствует. Окраска пород серая

При резком изменении окислительных условий на восстановительные, когда и возникают повышенные концентрации отдельных элементов, происходит восстановление урана, железа, селена с образованием в зоне восстановления эпигенетических минералов — окислов урана, сульфидов железа и самородного селена.

В табл. 27 приведены минералы, образованные в ходе эпигенетического процесса окисления — восстановления (типоморфные минералы выделены полужирным шрифтом). Все эпигенетические минералы подразделяются на две группы: минералы, образованные в зоне восстановления, и минералы, образованные в зоне окисления.

Таблица 27

Минералы, образованные в ходе формирования эпигенетической зональности

Зона восстановления	Зона окисления	
	пластового	поверхностного
Окислы урана, (чернь, настуран), коффинит, сульфиды железа, молибдена, свинца (пирит, марказит, иордизит, галенит) и, возможно, других элементов; самородный селен	Окислы и гидроокислы железа, марганца Самородная сера и селен, лейкоксен	Ярозит, гипс, целестин, силикаты U (уранофан, β-уранотил, складовскит); фосфаты (отенит); ванадаты (тюямунит); сульфаткарбонаты (шрекингерит) и другие вторичные минералы урана

Каждая из возникающих различных минерализаций, обладая специфическими особенностями, требует определенных методических приемов и заслуживает внимания.

Глава 3.

УРАНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И МЕТОДЫ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

Урановое оруденение концентрируется обычно в серых неокисленных породах у контакта с зоной пластового окисления (см. рис. 16). Рудные тела имеют серповидную форму (ролл), оконтуривая вогнутой частью окончание зоны пластового окисления. Выпуклая часть рудного тела обращена в сторону потока пластовых вод.

Урановая минерализация представлена тонкодисперсными выделениями окислов урана — регенерированными чернями и значительно реже урановой смолкой; в единичных случаях отмечен

ураниний — куб. Th эпигенетический
и оз. H₂O₂, галит
окислы до H₂O₈ (настуран)
H₂O₂ — редокс-коррозия, окислительный

U(504)/(OH)4

коффинит. Макроскопически окислы урана представлены темно-серыми и черными порошковатыми присыпками, налетами, землестыми скоплениями, неравномерно распределенными в породе. В одних местах они образуют скопления в цементе и на неровной поверхности различных минералов (см. рис. 9, а), в других — мож-

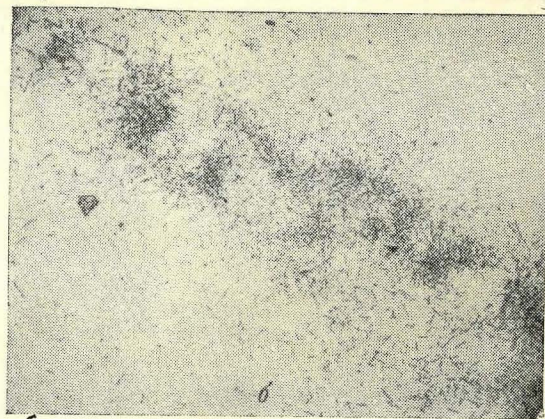
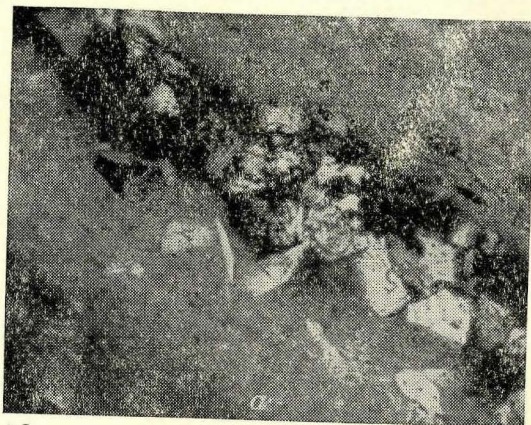


Рис. 22. Скопления окислов урана (черное) в песчаном прослойке среди глины
а — микрофотография шлифа в проходящем свете, без анализатора; б — микрорадиография при экспозиции семь суток. Ув. 100

но различить лишь отдельные их пылинки. Некоторые зерна минералов почти лишены налетов урановых выделений. Обычно окислы урана распространены в наиболее водопроницаемых участках пород, но вместе с тем значительные их скопления приурочены к контактам водопроницаемых пород с линзочками и пропластками

глин (рис. 22). В общем распределение урановых минералов зависит от текстурных особенностей породы и часто подчеркивает их.

Одной из основных причин, сильно затрудняющих диагностику урановых образований, является их дисперсность (десятые доли микрона). При таких размерах минералы фактически недоступны для макро- и микроскопического изучения и поэтому приходится

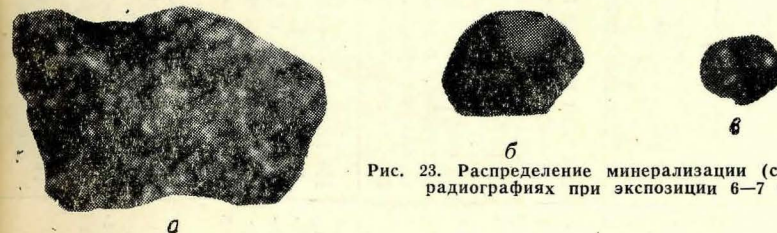


Рис. 23. Распределение минерализации (светлое) на радиографиях при экспозиции 6—7 суток

прибегать к другим методам исследования, в частности, к микро-радиографии, радиографии, рентгеноструктурному, химическому и некоторым другим анализам.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА РАДИОГРАФИИ И МИКРОРАДИОГРАФИИ

Методы радиографии и микрорадиографии применялись для изучения интенсивности и распределения минерализации. Эти методы дают хорошие результаты применительно к изучаемым рудам и являются одними из основных при детальном их исследовании. Очень важно при этом правильно выбрать экспозицию.

На рис. 23 и в табл. 28 показано распределение минерализации на радиографиях с различными экспозициями. Из приведенных данных видно, что даже при значительных содержаниях урана в рудах (десятые доли процента) при небольших экспозициях (2—3 суток) на пленке фиксируются лишь наиболее интенсивные скопления. Мелкие скопления минерала и тонкодисперсные рассеянные частицы его почти не фиксируются. При больших экспозициях (19—20 суток) радиография оказывается передержанной.

Наиболее удачная экспозиция для изучаемых руд при содержании урана, равном первым десятым долям процента, составляет 6—9 суток; при содержании, не превышающем сотых долей процента, экспозиция не должна быть меньше 20 суток.

В общем, если изучаемый материал представлен тонкодисперсными минералами, в частности урановыми чернями, тонко рассеянными в породе, потемнение пленки наблюдается при экспозициях не менее 2—3 суток (лучше 6—9 суток). Если же черни распределены неравномерно, образуют сравнительно крупные скопления или среди них отмечаются выделения урановой смолки, уранофана (см. рис. 23, в), либо других урановых минералов, они фиксируются на радиографиях при малых экспозициях (несколько часов), как это показано в табл. 28 для проб 7—9.

Фиксация урановой минерализации на радиографиях при различных экспозициях

№ пробы	Содержание U, %	Радиография при экспозициях				Микрорадиография при экспозиции 7 суток	Изучаемая минерализация
		6 часов	2—3 суток	6—7 суток	19—20 суток		
1	0,023	Пустая	Пустая	Слабое неотчетливое потемнение пленки	Потемнение в виде серого фона		Регенерированные урановые черни (тонкодисперсные)
2	0,096	Пустая	Потемнение в одном мелком участке и неотчетливое — в двух очень мелких (булавочных)	Отчетливое потемнение пленки на маленьких участках и слабое по всей пленке	Интенсивное потемнение в ряде точечных участков и вуалеобразное — фоновое	В одном участке интенсивные мелкоочечные скопления треков. На остальной части треков много, но они редкие и разбросанные, а иногда небольшие скопления слабой интенсивности	
3	0,187	Пустая	Неотчетливое потемнение пленки		Вуалеобразное потемнение пленки с более интенсивным потемнением в отдельных точках	Не интенсивное скопление треков в мелких участках, основная часть пленки лишена треков	
4	0,44	Очень слабое в одном участке и крайне неотчетливое по всей пленке	Потемнение в одном участке и слабое «размазанное» в пределах основной части пленки	Четкое потемнение на одном участке, на остальной — площади довольно слабое неравномерное по площади и интенсивности	Потемнение на одном мелком участке и вуалеобразное по всей пленке	Треки в виде кучных скоплений различной величины и интенсивности разбросаны по всей микрорадиографии. Наиболее интенсивные образуют	
5						черные точки	
5	0,64	Слабое потемнение в центре	Потемнение пленки в двух точках, на остальной площади очень слабое нечетное — в виде мельчайших точек		Потемнение на двух мелких участках и более слабое — мелкоочечное по всей пленке	Треки разбросаны по всей пленке, но они различной интенсивности: на большей части редкие, неравномерные, на фоне которых отмечаются мелкие сгущения различной интенсивности	
6	0,67	Легкое потемнение на отдельных участках	Более отчетливое потемнение на тех же участках	Дополнительно к результатам предыдущих экспозиций проявляется нечеткое очень слабое потемнение основной части пленки		Интенсивные скопления треков на тех же участках	
7	1,36	Потемнение на трех точечных участках	Потемнение более интенсивное на этих же участках	Интенсивное потемнение на трех участках над уранофаном. На остальных участках слабое вуалеобразное потемнение	Интенсивное потемнение на трех точечных участках и вуалеобразное по всей пленке	Интенсивные скопления треков над уранофаном, сравнительно слабые и разбросанные над породой с чернями	
8	1,43	Потемнение на небольших участках пленки	Интенсивное точечное потемнение на небольших участках и менее интенсивное размазанное фоновое			Интенсивное кучное скопление треков на небольших участках и менее интенсивное на остальной части пленки	На небольших участках — выделения урановой смолки, на остальной площади — урановые черни
9	2,4						

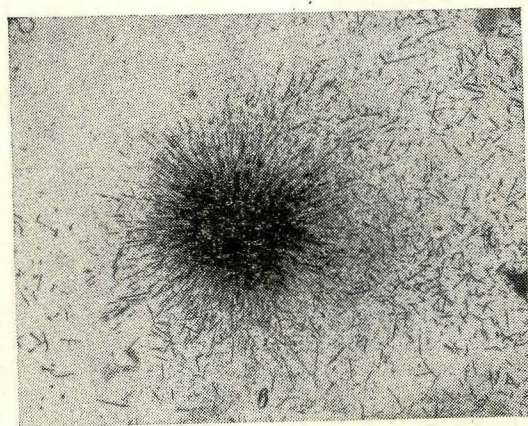
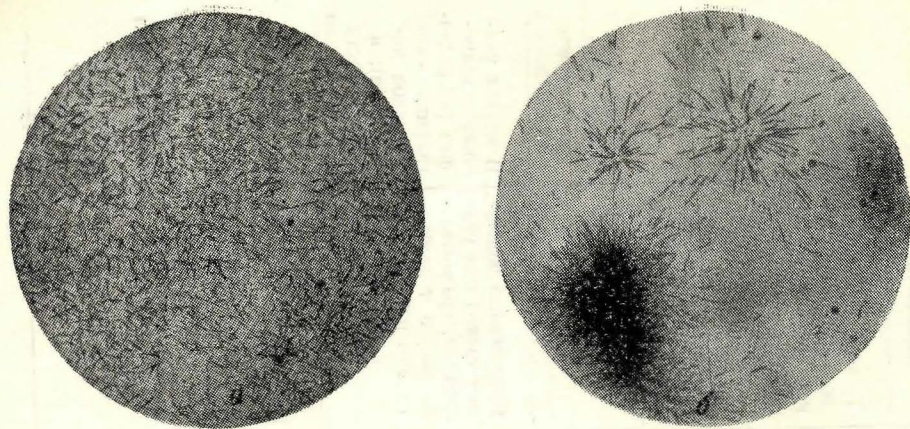


Рис. 24. Следы пробега α -частиц (треков) на микрорадиографиях при экспозиции 13 часов (а), 1 сутки (б), 8 суток (в) и 20 суток (г). Ув. 200

В табл. 29 приведены экспозиции радиографий, рекомендуемые для руд, аналогичных изученным.

Таблица 29

Рекомендуемые экспозиции радиографий и микрорадиографий

Содержание урана, %	Распределение минерализации	Рекомендуемая экспозиция радиографии и микрорадиографии, сутки
>1,0	Равномерное	2—3
	Равномерное	<1, с последующим заложением шлифа на большую (2—5) экспозицию
0, n	Равномерное	6—7 до 10 (радиографии), 7 до 10—15 (микрорадиографии)
	Неравномерное	2—3 (радиографии) и 4—5 (микрорадиографии), с последующим заложением на большую (6—7) экспозицию
0,0 n		19—20

Экспозиция микрорадиографий выбирается также в зависимости от содержания урана в пробе. При содержании урана 0, n% экспозиция микрорадиографий не должна превышать 3—7 суток,

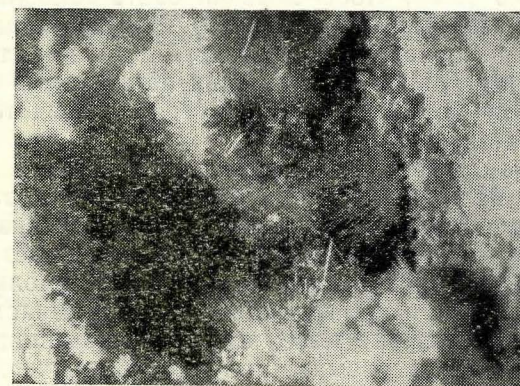


Рис. 25. Игольчатые кристаллы уранофана. Снято под бинокулярным микроскопом. Ув. 15

при содержании урана, близком к 0,5% — 3-х суток, при содержании урана 0,1—0,3% — 7 суток (рис. 24).

При экспозиции 19—21 сутки на микрорадиографиях проб, имеющих содержания 0, n% урана, отмечается войлокообразное сгу-

щение следов пробега α -частиц, т. е. эти микрорадиографии являются передержанными. Однако для участков шлифа, не содержащих интенсивных скоплений окислов урана, эта экспозиция является вполне приемлемой (рис. 24, б, в). Иными словами, для проб с крайне неравномерным содержанием урана следует выбирать экспозицию для микрорадиографий 4—5 суток, для проб с

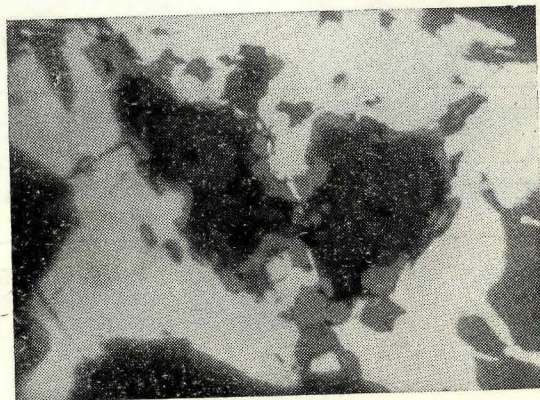


Рис. 26. Выделения урановой смолки (светло-серое) и марказита (белое). Снято в отраженном свете, без анализатора. Ув. 600

незначительным его содержанием — 20—21 сутки, для богатых проб — несколько часов, чтобы зафиксировать наибольшие скопления урановых выделений (см. табл. 29). Впоследствии надо перезаложить шлиф на большую экспозицию, чтобы наряду с наибольшими скоплениями урановых выделений на эмульсии были зафиксированы и следы пробега α -частиц от рассеянных тонкодисперсных выделений минералов.

Таким образом, выбор экспозиции радиографии и микрорадиографии зависит не только от содержания элемента в пробе, но и от его минеральной формы и характера распределения уранового минерала. В частности, тончайшие игольчатые кристаллы уранофана (рис. 25) и мелкие выделения урановой смолки (рис. 26) затемняют пленку или оставляют следы пробега α -частиц на эмульсии при самой небольшой (менее суток) экспозиции, в то время как для тонкодисперсных выделений урановых черней следует выбирать большую экспозицию (не меньше 2—5 суток).

КИСЛОРОДНЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ

Очень важным показателем при определении изучаемых минералов является величина кислородного коэффициента, т. е. величина атомного отношения кислорода к урану. Кислородный коэффициент для природных окислов урана колеблется от 2,17 до 2,92.

Принято считать, что кислородный коэффициент настурана равен 2,17—2,70, а черней — 2,70—2,92 (Гецева, Савельева, 1956; Мелков, Пухальский, 1957; Соболева, Пудовкина, 1957). Нами установлено (Каширцева, 1963), что регенерированные черни в отличие от остаточных имеют такие же кислородные коэффициенты, что и настуран, а преобладание шестивалентного урана над четырехвалентным не обязательно отражает степень окисленности минерала, но может указывать на различную геохимическую обстановку в момент его образования. Поэтому кислородные коэффициенты мы вычисляли не столько для диагностических целей, сколько для того, чтобы установить закономерности в размещении окислов урана с различными кислородными коэффициентами в пределах рудного тела. Диагностика минералов проводилась на основании оптических свойств, а окисленность минерала определялась по ассоциации его с другими минералами. Например, ассоциация урановых черней с такими легко окисляемыми минералами, как пирит и сидерит, является надежным признаком того, что эти урановые черни не сильно окислены.

Кислородные коэффициенты вычислялись по данным количественного химического анализа. Общий уран определялся методом В. С. Сахарова, четырехвалентный — методом В. М. Звенигородской. Шестивалентный уран вычислялся по разности общего и четырехвалентного. Кислородные коэффициенты вычислялись следующим образом: определялись молекулярные количества: UO_2 (%) : 270 = x ; UO_3 (%) : 286 = y . Следовательно, эмпирическая формула минерала: $xUO_2 \cdot yUO_3$. Число атомов урана $x + y = Z_1$, а число атомов кислорода, связанных с атомами урана, $2x + 3y = Z_2$.

Величина кислородного коэффициента равна $\frac{Z_2}{Z_1}$.

Для удобства пользования данные, необходимые для вычисления кислородных коэффициентов, были сведены в следующую схему:

Содержание по химическому анализу, %		Молекулярные количества		Число атомов урана ($x + y = Z_1$)	Число атомов кислорода ($2x + 3y = Z_2$)	Величина кислородного коэффициента ($\frac{Z_2}{Z_1}$)
UO_3	UO_2	$UO_3 : 286$ (y)	$UO_2 : 270$ (x)			

В связи с тем, что определение соотношения U^{+4} и U^{+6} невозможно выполнить с достаточной точностью при наличии мешающих примесей, при вычислении кислородных коэффициентов необхо-

димо учитывать чистоту анализируемого материала. Так, в изучаемом нами материале необходимо учитывать содержание железа, в силу того что двухвалентное железо может восстанавливать шестивалентный уран до четырехвалентного. Таково же действие и $\text{C}_{\text{орг}}$, но содержание последнего в изучаемом материале, как правило, низкое. Особенно велико влияние этих мешающих примесей при анализе проб с низким содержанием урана.

В руководстве по определению урановых минералов Р. В. Гецева и К. С. Савельева (1956) приводят для регенерированных черней анализы материала из гидротермального месторождения

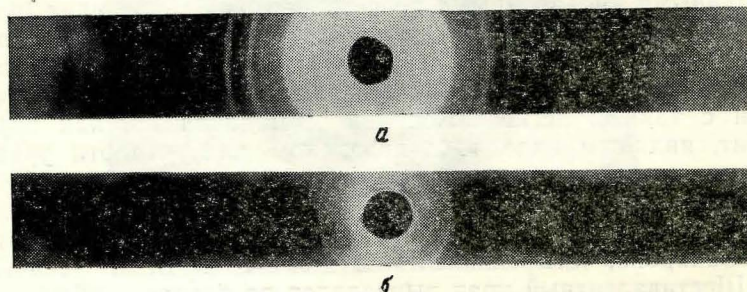


Рис. 27. Дебаграммы окислов урана:
а — урановая смолка; б — регенерированные урановые черни

с суммой окислов урана от 6 до 15% при содержании железа до 5,5%. И, вероятно, не случайно, что для регенерированных черней из осадочных месторождений не приведены анализы ни в одной из минералогических сводок (Гецева, Савельева, 1956; Соболева, Пудовкина, 1957).

Практически для изучаемых объектов из-за чрезвычайной дисперсности урановых минералов и их тесного срастания с другими нет возможности выделить для анализов чистые мономинеральные продукты, и анализу подвергаются концентраты, наиболее обогащенные данным элементом.

Для большей уверенности и контроля кислородные коэффициенты изучаемых окислов урана определялись нами как с помощью химического, так и по результатам рентгеноструктурного анализа.

Дебаграммы, полученные при рентгеноструктурном анализе, характеризуются очень большой диффузностью линий (рис. 27). Фактически последние наблюдаются лишь до средних углов отражений, в то время как на больших углах они размыты (Сидоренко, 1958).

По данным рентгеноструктурного анализа окислы урана обладают слабовыраженной кристаллической структурой, в отдельных случаях они рентгеноаморфны. Кислородные коэффициенты окислов урана, вычисленные по диффузности линий, очень высокие ($>2,7$). Размеры же параметров кристаллической решетки свиде-

тельствуют о средних величинах кислородных коэффициентов исследуемых окислов урана (табл. 30).

Таблица 30

Величины кислородных коэффициентов, вычисленных разными методами

№ проб	Параметры кристаллической решетки, a	Кислородные коэффициенты	
		по параметрам кристаллической решетки	по диффузности линий
1	$5,39 \pm 0,01$	$2,5 \pm 0,05$	$>2,7$
2	$5,41 \pm 0,02$	$2,4 \pm 0,1$	$>2,7$

Вероятно, параметры кристаллической решетки более точно характеризуют величину кислородных коэффициентов исследуемых окислов урана, диффузность же линий на дебаграммах объясняется чрезвычайной дисперсностью выделений.

Химический анализ концентратов, полученных различными способами, описанными ранее, показал, что при общем содержании урана от 1,5 до 61,5% в них UO_3 от 0,1 до 41,78%, UO_2 от 0,0 до 36,61% (табл. 31, 32, 33). В большинстве случаев (75%) содержание UO_3 преобладает над содержанием UO_2 . Величина кислородного коэффициента, вычисленного на основе данных нескольких методов и на различном материале (см. табл. 31, 32), колеблется в очень широком диапазоне — от 2,1 до 2,9, т. е. от величин, характерных для настуранов, до величин, показательных для черней.

Сопоставление величин кислородных коэффициентов, вычисленных по данным химического и рентгеноструктурного анализов, показывает их близость в одних случаях (см. табл. 31, № 1, 5, 6) и расхождение в других (см. табл. 31, № 2, 3, 4, 7, 8, 9), когда в анализируемом материале содержание Fe_2O_3 больше содержания UO_2 . Приведенные данные подтверждают, что кислородные коэффициенты, вычисленные по данным рентгеноструктурного анализа, более достоверны.

Для одной пробы были вычислены кислородные коэффициенты (см. табл. 32) по параметрам кристаллической решетки в различных по удельному весу фракциях. Из данных, приведенных в этой таблице, видно, что величины кислородных коэффициентов более тяжелых фракций меньше, чем в более легкой фракции (2,9—3,4). Содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в анализированном материале было очень низким (не выше десятой доли процента).

Сопоставление величин кислородных коэффициентов окислов урана, отобранных из различных участков рудных тел (рис. 28), приведено в табл. 33. У некоторых цифр с обозначением величины кислородного коэффициента в табл. 33 стоит вопросительный знак. Это связано с тем, что в концентрате не определено Fe_2O_3 и поэтому не исключено, что часть шестивалентного урана в процессе анализа переведена в уран четырехвалентный.

Таблица 31

Кислородные коэффициенты окислов урана

№ п/п	Содержание, %		Кислородный коэффициент		Содержание Fe ₂ O ₃ , %	UO ₂ Fe ₂ O ₃
	UO ₃	UO ₂	по рентгено- структурному анализу	по химичес- кому анализу		
1	33,0	16,1	2,75	2,67	—	—
2	32,6	4,57	2,38	2,87	6,88	0,65
3	28,64	4,77	2,55—2,48	2,84	5,59	0,85
4	17,98	3,65	2,45±0,04	2,82	8,32	0,44
5	13,84	7,5	2,65	2,63	6,4	1,2
6	3,35	4,5	2,4±0,03	2,41	1,37	3,3
7	6,32	0,27	2,75	2,95	—	—
8	3,46	1,87	2,6	2,33	—	—
9	1,141	3,175	>2,7	2,25	—	—
10	4,46	36,61	—	2,1	7,61	4,8
11	5,87	7,89	—	2,41	9,15	0,86
12	10,24	1,8	—	2,84*	5,41	0,33
13	3,44	2,25	—	2,6	0,46	4,9
14	2,06	0,72	—	2,72*	1,25	0,6
15	0,87	1,13	—	2,42*	7,14	0,15
16	0,1	1,07	—	2,08	2,56	0,42

* Цифры следует проверить рентгеноструктурным анализом.

Таблица 32

Величина кислородных коэффициентов, вычисленных по данным рентгеноструктурного анализа в различных по удельному весу фракциях

Удельный вес фракции	Содержание, %		Параметры кристаллической решетки, а	Кислородный коэффициент
	U _{общ}	Fe ₂ O ₃		
2,9—3,4	20,84	9,41	5,35±0,02	2,8
3,4—4,27	24,46	12,24	5,39	2,55
>4,27	65,64	9,67	5,39	2,55

Рудные тела изученных инфильтрационных месторождений имеющие серповидную форму, вогнутая сторона которой оконтуривает выклинивание зоны пластового окисления, американскими геологами называются роллами. Переднюю часть последних, располагающуюся в неокисленных породах впереди фронта окисленных пород, называют мешком. Участки рудного тела, прижатые к кровле или подошве рудовмещающей толщи (выше и ниже зоны пластового окисления), именуются крыльями. Местами оруденение располагается не только в неокисленных породах у контакта с окисленными, но захватывает частично окисленные породы (см. рис. 28). В подобных случаях имеются основания предполагать наложение процессов восстановления на породы зоны пластового

Таблица 33

Величина кислородных коэффициентов окислов урана из различных участков рудного тела

№ п/п	Содержание, %		Кислород- ный коэф- фициент*	Урановая минерализация	Вмещаю- щая порода	Местоположе- ние анали- зируемой пробы	Средние величины кислород- ных коэф- фициентов
	UO ₃	UO ₂					
1	33,0	16,1	2,67	Регенерирован- ные черни и смолка	Песча- ная, окислен- ная	Передний фронт вы- клинивания зоны пласто- вого окисления	2,75 (3 пробы)
2	13,84	7,5	2,63				
3	8,46	0,34	2,96				
4	6,28	0,68	2,9	Регенерирован- ные урановые черни		Верхняя часть у вы- клинивания зоны пла- стового окисления	2,92 (4 пробы)
5	6,32	0,55	2,9				
6	5,01	0,07	2,98				
7	1,32	0,135	2,9	Регенерирован- ные черни и смолка		Нижняя часть у вы- клинивания зоны пласто- вого окисления	2,92 (1 проба)
8	31,61	2,71	2,92				
9	17,98	3,65	2,46				
10	41,78	18,65	2,68				
11	6,64	12,57	2,65				
12	4,33	Н. о.	3,0				
13	1,38	0,47	2,73				
14	5,87	7,89	2,41				
15	4,46	36,61	2,1				
16	28,64	4,77	2,48	Регенерирован- ные черни	Песчаная, неокис- ленная	Мешковая часть рудного тела	2,57 (6 проб)
17	13,31	6,6	2,65				
18	5,81	0,2	2,96				
19	2,32	1,16	2,65				
20	1,67	1,66	2,48				
21	0,49	1,75	2,2	Регенерирован- ные черни		Нижнее крыло рудного тела	2,62 (9 проб)
22	32,6	4,57	2,40				
23	2,2	Н. о.	3,0				
24	3,35	4,5	2,41				
25	6,32	0,27	2,96				
26	1,97	2,5	2,43 (?)				
27	3,12	3,12	2,48				
28	1,89	0,69	2,73				
29	2,02	0,135	2,93				
30	1,95	5,25	2,26				

№ п/п	Содержание, %		Кислородный коэффициент*	Урановая минерализация	Вмещающая порода	Местоположение анализируемой пробы	Средние величины кислородных коэффициентов
	UO ₃	UO ₂					
31	11,67	Н. о.	3,0	Регенерированные черни	Песчаная неокисленная, глина (прослойки, обрывки) окислена	Передний фронт выклинивания зоны пластового окисления	2,49 (4 пробы)
32	4,53	3,86	2,53 (?)				
33	1,14	3,175	2,25				
34	0,65	2,89	2,17 (?)				
35	1,87	Н. о.	3,0	Регенерированные черни	Песчаная неокисленная	Руды, оторванные от зоны пластового окисления	3,0 (2 пробы)
36	1,87	Н. о.	3,0				

Примечание. Н. о. здесь и в последующих таблицах — «не обнаружено».

* Величина кислородных коэффициентов дана с учетом данных рентгеноструктурного анализа.

окисления. Эти особенности оруденения рассматривались в разделе о картировании (см. рис. 8). Здесь же следует лишь отметить, что на таких участках в отличие от обычных наблюдается несоответствие между гидрохимической и минералого-геохимической зональностью (Батулин и др., 1965).

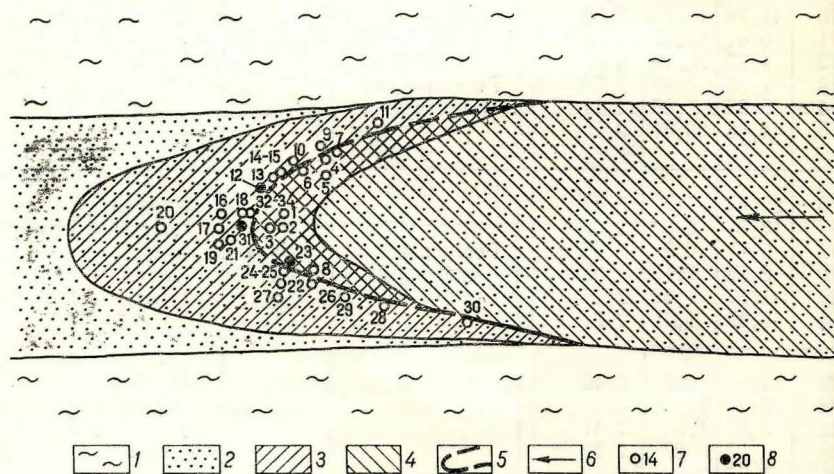


Рис. 28. Схема расположения проанализированных проб

1 — глинисто-алевритовые породы; 2 — песчаные породы; 3 — зона уранонакопления; 4 — зона пластового окисления; 5 — граница выклинивания зоны пластового окисления; 6 — направление движения пластовых вод; 7 — примерное положение проб; 8 — положение проб, в которых не обнаружено UO₂.

Урановая минерализация как в окисленных, так и в неокисленных породах представлена регенерированными урановыми чернилами, иногда в смеси со смолкой. Величины кислородных коэффициентов окислов урана (см. табл. 33) из неокисленных пород колеблются от 2,1 до 3,0 (среднее 2,61), из окисленных — от 2,63 до 2,98 (среднее 2,86), т. е. и нижний предел, и средние величины кислородных коэффициентов окислов урана из окисленных пород несколько выше, чем из неокисленных, что указывает на формирование этих окислов урана в различной геохимической обстановке. Она более восстановительная в неокисленных породах. Вряд ли в данном случае происходит процесс окисления окислов урана. По минералогическим и общегеологическим данным урановая минерализация накладывается на окисленные породы. Наиболее низкие величины кислородных коэффициентов в окисленных породах отмечены на переднем фронте зоны пластового окисления (см. табл. 33).

Величины кислородных коэффициентов внутри отдельных элементов рудного тела (см. табл. 33, рис. 28) распределены закономерно. Так, в пределах мешковой части одни и те же значения коэффициентов встречаются в пробах, различно удаленных от зоны пластового окисления (№ 16 и 20 на рис. 28, табл. 33), или в одних и тех же участках встречаются окислы урана с разными величинами кислородного коэффициента (№ 24, 25 на рис. 28). Более того, в одной и той же пробе, расположенной у выклинивания зоны пластового окисления (табл. 34), в крупной

Таблица 34

Содержание UO₃ и UO₂ в различных классах крупности

Класс крупности, мм	Вмещающая порода	Содержание, %		Кислородный коэффициент
		UO ₃	UO ₂	
>0,5	Песчаная, неокисленная, иногда встречаются линзочки окисленной глины	2,86	Н. о.	3,0
0,5—0,071		5,81	0,2	2,96

фракции UO₂ вовсе не обнаружено, а в более мелком материале UO₂ отмечается, но в небольшом количестве. Несколько колеблются также величины кислородных коэффициентов в различных по удельному весу фракциях (табл. 35). В общем, как это видно и из табл. 32, более низкие величины кислородных коэффициентов отмечаются в более тяжелых фракциях.

Наиболее же низкие величины кислородных коэффициентов отмечаются в неокисленных породах и передней части выклинивания зоны пластового окисления. Следует, однако, иметь в виду, что вывод этот сделан на основании ограниченного числа анализов.

Таблица 35

Величина кислородных коэффициентов в различных по удельному весу фракциях

Удельный вес фракций	Содержание, %		Кислородный коэффициент	$\frac{UO_3}{UO_2}$
	UO_3	UO_2		
<2,2	7,39	Н. о.	3,0	—
2,2—2,85	2,32	1,16	2,653	2,0
>2,85—<3,0	9,66	1,07	2,896	9,0
>3,0—<3,4	13,31	6,6	2,655	2,1
>3,4	41,78	18,65	2,679	2,2

В ряде проб четырехвалентный уран не был обнаружен. Из данных, приведенных в табл. 36, пробы, не содержащие UO_2 , были взяты из неокисленных пород в приконтактной части рудного тела (у выклинивания зоны пластового окисления). Отсутствие четырехвалентного урана в двух пробах из руд, удаленных от границы с зоной пластового окисления, вероятно, объясняется тем, что эти руды ранее были приконтактовыми.

Таблица 36

Распределение проб, не содержащих четырехвалентного урана в рудных телах

№ п/п	Количество проб	Содержание UO_3 , %			UO_2	Вмещающая порода	Местоположение проб
		минимальное	максимальное	среднее			
1	1	11,67	11,67	—	Н. о.	Песок неокисленный, глина часто окислена	Мешковая часть выклинивания зоны пластового окисления
2	2	2,2	4,33	3,2	Н. о.	Неокисленная песчаная	Приконтактная часть
3	2	1,87	1,87	1,87	Н. о.	То же	Руды, удаленные от границы с зоной пластового окисления

По всей вероятности, различные соотношения четырехвалентного и шестивалентного урана в рудах свидетельствуют о местном неоднородном характере геохимической обстановки.

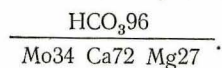
ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ УРАНА РАЗЛИЧНЫМИ РАСТВОРИТЕЛЯМИ

Для определения степени растворимости окислов урана были проведены эксперименты по изучению их растворимости в воде различных кислот и щелочах. Частично результаты этой работы опубликованы ранее (Каширцева, 1963). Данные по растворимости

окислов урана в дистиллированной воде (табл. 38).

Объектом изучения явились кварц-полевошпатовые пески описываемого типа месторождений, обогащенные урановыми чернями. Опыты по растворимости окислов урана в воде были проведены двумя способами:

1. Производилось выщелачивание урана из навески водопроводной и в меньшей мере дистиллированной водой при соотношении $T:Ж=1:10$ (50 г : 500 мл). Химический состав водопроводной воды следующий: pH — 7,5; Fe^{+3} — 0,1; Fe^{+2} — нет; NH — 0,1; NO_2 — 0,03; NO_3 — нет; U — $1 \cdot 10^{-6}$ г/л. Формула:



Полученные результаты выщелачивания урана приведены в табл. 37.

Таблица 37

Результаты опытов по выщелачиванию урана водопроводной водой*

№ п/п	pH	Содержание урана		% выщелачивания
		%	г/л	
1	7,1	0,295	$1,1 \cdot 10^{-1}$	37
2	7,6	0,026	$8,3 \cdot 10^{-3}$	32
3	7,6	0,026	$3,2 \cdot 10^{-3}$	12
4	7,6	0,032	$2,2 \cdot 10^{-2}$	69
5	7,6	0,034	$7,2 \cdot 10^{-3}$	21
6	7,6	0,038	$1,8 \cdot 10^{-2}$	48
7	7,6	0,051	$2,1 \cdot 10^{-2}$	39
8	7,6	0,062	$3,2 \cdot 10^{-2}$	48
9	7,6	0,065	$3,1 \cdot 10^{-2}$	48
10	7,6	0,071	$3,1 \cdot 10^{-2}$	43
11	7,6	0,09	$2,8 \cdot 10^{-2}$	31
12	7,6	0,095	$3,3 \cdot 10^{-2}$	35
13	7,6	0,12	$7,0 \cdot 10^{-2}$	58
14	7,6	0,15	$3,3 \cdot 10^{-2}$	22
15	7,6	0,2	$4,6 \cdot 10^{-2}$	23
16	7,8	0,074	$2,1 \cdot 10^{-2}$	40
17	7,8	0,078	$3,1 \cdot 10^{-2}$	40

* Опыты проводили Л. С. Сидорова, Т. А. Козлова и др. Аналитик Л. А. Петропавловская.

Как видно из приведенных в табл. 37 данных, при выщелачивании урана из породы водопроводной водой в раствор переходит от 12 до 69% урана, что составляет в среднем по 17 пробам 38%, причем зависимость величин выщелачиваемости от pH воды или концентрации урана в породе не отмечается. Значительно меньше растворимость окислов урана в дистиллированной воде (табл. 38).

Результаты опытов по выщелачиванию урана дистиллированной водой

№ п/п	Содержание урана		% выщелачивания	
	в навеске, %	в растворе, г/л	дистиллированная вода	водопроводная вода
1	0,026	$2,8 \cdot 10^{-3}$	10	12
2	0,032	$7,4 \cdot 10^{-3}$	23	69
3	0,062	$8,64 \cdot 10^{-3}$	14	48

Здесь средняя растворимость по трем пробам составляет только 16%, против 43% в водопроводной воде.

2. Вторая серия опытов проводилась дистиллированной водой при отношении Т:Ж=1:5, но в течение сравнительно длительного времени. Выщелачивание производили в два этапа. Навеска (300 г) заливалась водой (1,5 л) на пять дней. В первые два дня раствор непрерывно перемешивался, затем происходило отстаивание, после чего вода сливалась и в ней определялось содержание урана, а пробы заливались новой порцией воды при тех же условиях. Результаты этих опытов приведены в табл. 39. Из данных, приведенных в этой таблице, видно, что большая часть урана переходит в раствор в течение первых пяти дней. Всего за 10 дней перешло в раствор от 10 до 36% урана.

76

Таблица 39

Результаты длительного выщелачивания урана из руд дистиллированной водой*

№ проб	Содержание в пробе, %	Содержание U в водной вытяжке, г/л		% перевода U в вытяжку		
		I порция воды	II порция воды	I этап	II этап	всего за 10 дней
1	0,6	0,11	0,038	9,1	3,2	12,3
2	0,49	0,068	0,031	6,9	3,2	10,1
3	0,35	0,13	0,07	18,6	10,0	28,6
4	0,22	0,1	0,058	22,7	13,2	35,9

* Опыты и анализ произведены Л. М. Осиповой.

Кроме указанных опытов, были произведены вытяжки урана из двух проб с применением различных водных растворов (10% Na_2CO_3 , 1% NaOH , 1% $\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4$, 1% HCl) и воды. Каждая навеска заливалась растворителем три раза через равные промежутки времени (1—2 дня). Результаты опытов приведены в табл. 40.

Результаты выщелачивания урана различными растворителями*

№ пробы	Растворители	Содержание урана в исходной навеске, %	I порция растворителя		II порция растворителя		III порция растворителя		Всего перешло в раствор (% от исходного)
			вытяжка, %	% от исходного	вытяжка, %	% от исходного	вытяжка, %	% от исходного	
1	10% Na_2CO_3 1% NaOH 1% $\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4$ 1% HCl H_2O	0,39	0,195 0,0145 0,25 0,35 0,048	50 3,72 64,1 88,7 12,3	0,08 0,0135 0,039 0,04 0,033	20,5 3,46 10,0 10,2 8,46	0,09 0,054 0,093 0,011 0,015	23,07 13,84 23,84 2,56 3,84	93,57 21,02 97,94 101,46 24,6
2	10% Na_2CO_3 1% NaOH 1% $\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4$ 1% HCl H_2O	0,204	0,124 0,047 0,15 0,18 0,0105	60,7 23,03 73,5 88,3 5,14	0,036 0,021 0,032 0,01 0,0045	17,64 10,29 15,68 4,9 2,2	0,017 0,033 0,023 0,006 0,0105	8,33 16,17 11,2 2,95 5,14	86,67 49,49 100,38 96,15 12,48

* Опыты и анализ произведены Е. Е. Левиной.

Наиболее целесообразно при изучении растворимости урана использовать в качестве растворителя воду и 1% NaOH , остальные растворители, особенно HCl , выщелачивают основную часть урана в первой же порции растворителя (см. табл. 40).

Опыты по выщелачиванию урана показали, что изучаемые окислы урана сравнительно легко растворимы даже в воде, особенно водопроводной. Возможно, это объясняется их тонкодисперсным состоянием.

ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНЫХ УРАНОВЫХ МИНЕРАЛОВ

Из двух главных урановых минералов — регенерированных урановых черней и урановой смолки — в инфильтрационных эпигенетических месторождениях особенно широко развиты регенерированные урановые черни.

Регенерированные урановые черни в проходящем свете непрозрачны. Цвет их черный или буровато-черный. Минерал не полируется, под микроскопом плохо различим и лишь в наиболее обогащенных ураном участках пород при больших увеличениях (>500) с анализатором можно наблюдать черную массу, пропитывающую цемент породы.

Рентгеноструктурный анализ материала, обогащенного чернями, в одних случаях дает структуру высокодисперсной смолки, в других — только структуру минералов-примесей. Очевидно, либо

урановая смолка — уранинит, или урановый карбонат UO_2
или урановый карбонат до маасситана U_3O_8 ; худ.

анализируемый минерал аморфный, либо количество его очень мало. Известно, что чувствительность этого метода такова, что требуется не менее 5% металла (при минимальном количестве мешающих примесей, в первую очередь кварца), чтобы рентгено-структурный анализ дал надежные результаты. Параметры кристаллической решетки окислов урана приведены в табл. 41.

Таблица 41

Параметры кристаллической решетки окислов урана

№ п/п	Анализируемый материал	Параметр элементарной ячейки a	Кислородные коэффициенты, вычисленные по параметру a
1	Концентрат, обогащенный регенерированными урановыми чернями	$5,39 \pm 0,01$	$2,5 \pm 0,05$
2		$5,41 \pm 0,02$	$2,4 \pm 0,1$
3		$5,39 \pm 5,4$	2,6
4		5,41	2,4
5		$5,42 \pm 0,02$	$2,4 \pm 0,03$
6	Концентрат, обогащенный урановой смолкой	$5,36 \pm 0,02$	2,75
7		$5,37 \pm 0,02$	2,65
8		$5,35 \pm 0,02$	2,8
9	Урановая смолка*	$5,37 \pm 0,02$	2,65

* Анализ произведен из шарика, отобранного из шлифа.

Уран в исследованных чернях представлен как четырехвалентной, так и шестивалентной формой. В ряде проб уран представлен только шестивалентной формой (см. табл. 36). Чаще содержание UO_3 в руде выше содержания UO_2 (см. табл. 32).

Изучаемые черни характеризуются кислородными коэффициентами с очень широким диапазоном колебания — от 2,1 до 2,92 и, как уже было показано, величина кислородного коэффициента зависит не от степени окисленности минерала, а от геохимической обстановки, в которой он образовался.

Кривые нагревания концентрата, обогащенного (с помощью ультразвука) урановыми чернями, отличаются от кривой нагревания настурана. Судя по кривым нагревания (рис. 29), вода в минерале отсутствует или содержится в незначительном количестве. При температуре 250—400°С намечается слабый растянутый пик, возможно, как и в случае настурана, фиксирующий частичное окисление UO_2 до UO_3 (Гецева, Савельева, 1956). Высокотемпературного (700—900°С) экзотермического эффекта (отмечается при нагревании настурана), характеризующего превращение основной массы UO_3 в новую кристаллическую фазу, на приведенных кривых не наблюдается.

Минерал хорошо растворяется в различных кислотах. Результаты радиохимического промера проб с чернями показывают, что равновесие сильно сминуто в сторону урана, вследствие этого руды обладают чаще низкими коэффициентами равновесия (от 14—21 до 93 иногда 117%).

Для установления возраста руд было сделано небольшое количество определений $\frac{U^{234}}{U^{238}}$, $\frac{I_0}{U}$, $\frac{Ra}{U}$ в концентратах, отобранных из различных участков.

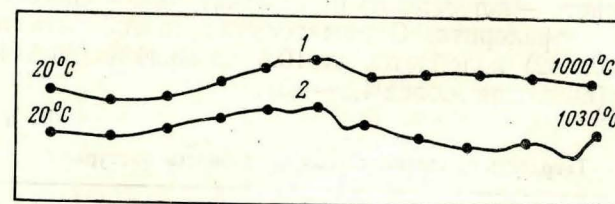


Рис. 29. Кривые нагревания концентратов, обогащенных чернями. Содержание U_3O_8 в концентрате 10,4% (кривая 1) и 4,1% (кривая 2)

Основная часть исследованных концентратов минералов характеризуется значительным недостатком I_0 (от 0,33 до 0,91) и Ra (от 0,04 до 0,85) по отношению к урану (см. табл. 45). Соотношения между изотопами урана для одной части исследуемых проб равновесны, однако для другой части проб они смещены в сторону как избытка, так и недостатка U^{234} .

Полученные соотношения между изотопами указывают на значительную миграцию урана и на молодой возраст исследуемых минералов, хотя интервал времени их образования достаточно широкий (от 50 до 145 тыс. лет).

Имеющиеся данные позволяют судить о том, что в изучаемых рудах наряду с привносом урана иногда происходит и вынос его, вследствие чего не всегда может быть определен возраст минерала. Возможно, наряду с формированием рудных тел отдельные участки некоторых рудных залежей разрушаются, что подтверждается наличием подзоны разрушающихся руд (см. рис. 1), где процесс выноса урана опережает его накопление.

Взаимоотношения черней с другими минералами установить довольно трудно. Черни, как правило, покрывают тонким налетом в виде присыпок почти все компоненты пород. В целом для черней характерна тесная ассоциация с мелкокристаллическими сульфидами железа (пирит и марказит), а в отдельных участках — с самородным селеном. В отдельных случаях отмечены глобулы пирита (1—2 мм), покрытые темно-серым налетом черней. В таком случае черни образовались позже пирита.

Внешний вид минерала, сдвиг равновесия в сторону урана, наложенный характер выделений, а главное приуроченность по-

следних к контакту окисленных и неокисленных пород, соответствующая резкому снижению содержания урана в пластовых водах (см. рис. 1), позволили отнести описываемые черни к регенерированным урановым черням.

Выделения урановой смолки встречаются в наиболее богатых участках руд, как правило, у контакта окисленных и неокисленных пород, как в тех, так и в других. Форма выделения смолки разнообразна: неправильная, зигзагообразная, петельчатая, часто коломорфная. Свойства смолки — обычные. Цвет в отраженном свете — коричневатый; отражательная способность (R) ниже, чем у сфалерита. Отражательная способность изучаемых смол (табл. 42) колеблется от 10,6 до 13,94%, твердость 205—252 кг/мм^2 (по шкале Мооса 4,3—4,5).

Таблица 42

Твердость и отражательная способность настурана*

№ п/п	R , %	H , кг/мм^2	H_0
1	10,6	205	4,3
2	13,14—13,94 Среднее 13,6	252	4,5

* Замер произведен Е. К. Аксеновой.

Размер элементарной ячейки урановой смолки (см. табл. 41) равен $5,35\text{—}5,37 \pm 0,02 \text{ \AA}$, что соответствует кислородным коэффициентам 2,65—2,8. Размер элементарной ячейки смол несколько меньше, чем у черней (см. табл. 41).

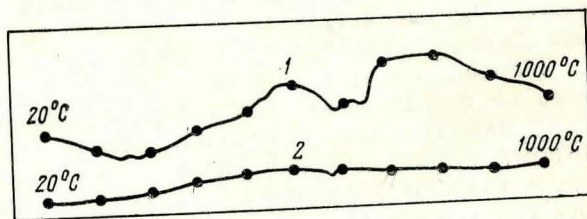


Рис. 30. Кривые нагревания концентратов, обогащенных смолкой (пирограф Сыромятникова)

Рентгенограмма смолки (см. рис. 27, а) имеет более четкие дифракционные линии, чем рентгенограмма черней.

По данным химического и рентгеноструктурного анализов, кислородные коэффициенты смол колеблются в несколько менее широких пределах, чем у черней, а именно: 2,32—2,81. В общем величина кислородных коэффициентов у смол несколько ниже, чем у черней. Вероятно, поэтому же в более тяжелых фракциях, в которых в большей мере должны накапливаться смолки, опре-

делены более низкие кислородные коэффициенты (см. табл. 32, 35), чем в более легких фракциях, где в большей степени концентрируются черни.

На кривой нагревания материала, обогащенного урановой смолкой (рис. 30), отмечается несколько растянутых и нечетко выраженных экзо- и эндотермических эффектов. По аналогии с данными Р. В. Гецевой и К. Т. Савельевой (1956) можно считать, что адсорбционная вода в изучаемых окислах урана выделяется при $t=100\text{—}200^\circ\text{C}$ (эндотермический эффект). При $t=300\text{—}600^\circ\text{C}$ происходит частичное окисление UO_2 до UO_3 . Интервал $650\text{—}900^\circ\text{C}$ характеризуется превращением основной массы UO_3 в новую кристаллическую фазу.

В редких случаях удавалось наблюдать взаимоотношения смолки с сульфидами железа (пирит, марказит), и можно полагать, что сульфиды являются более ранними минералами, чем смолка, почковидные выделения которой нарастают или облекают ровную поверхность сульфидов (см. рис. 26).

Из табл. 43, в которой даны характеристики изучаемых окис-

Таблица 43

Характеристика окислов урана из инфильтрационных месторождений

Показатели	Регенерированные урановые черни	Настуран
Форма выделения	Порошковатые, землистые агрегаты	Неправильная, иногда зигзагообразная петельчатая, коломорфная
Цвет	Темно-серые до черного	Черный
Блеск	Матовый	До смолистого
Твердость		205—252 кг/мм^2 ($H_0 = 4,3\text{—}4,5$)
Отражательная способность		10,6—13,94; $R_{\text{ср}} = 13,0$
Структура	Флюоритового типа, реже аморфные	Флюоритового типа
Размер элементарной ячейки a	5,39—5,42 $\text{\AA}$	5,35—5,37 $\text{\AA}$
Кислородный коэффициент	2,1—2,92 $\text{\AA}$	2,32—2,8 $\text{\AA}$
Растворимость:		
дистиллированная вода	От 10 до 35% (среднее по 7 пробам 19,1%)	
водопроводная вода	От 12 до 69% (среднее по 16 пробам 38%)	
10%-ная Na_2CO_3	86,7—93,6%	
1%-ная NaOH	21—49,5%	
1%-ная $\text{H}_2\text{C}_2\text{O}_4$	97,9—100%	
1%-ная HCl	96,1—100%	
Ассоциация	С мелкокристаллическим пиритом иногда самородным селеном	С пиритом и марказитом

лов урана — регенерированных урановых черней и настуран, видно, что оба минерала имеют общие свойства: кристаллическую решетку флюоритового типа с элементарной ячейкой a 5,39—5,44 Å и кислородные коэффициенты, колеблющиеся примерно в одинаковых пределах. Описываемые минералы различаются лишь по некоторым физическим свойствам, по агрегатному состоянию, по характеру выделений и, вероятно, по растворимости. Намечается несколько меньший размер элементарной ячейки и в общем меньшая величина кислородного коэффициента у настурана.

ТИПЫ РУД, ВЫДЕЛЕННЫЕ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КИСЛОРОДНОГО ПЛАСТОВОГО ОКИСЛЕНИЯ

В зависимости от того, какой признак выбрать в качестве ведущего, можно выделить ряд типов руд.

По местоположению руд относительно контакта с зоной пластового окисления могут быть выделены следующие три типа руд: 1) приконтактные в неокисленных породах; 2) приконтактные

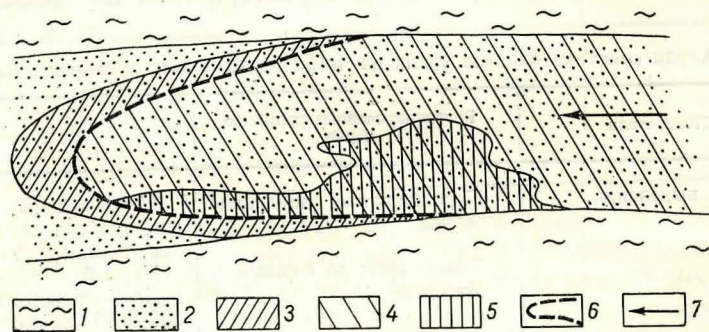


Рис. 31. Расположение уранофановых руд

1 — глинисто-алевритовые породы; 2 — песчаные породы; 3 — руды, представленные окислами урана; 4 — зона пластового окисления; 5 — руды, представленные уранофаном; 6 — граница выклинивания зоны пластового окисления; 7 — направление движения пластовых вод

в окисленных породах; 3) руды в неокисленных породах в удалении от границы выклинивания зоны пластового окисления (см. рис. 8). Ведущим является первый тип. Два других и особенно третий, встречаются эпизодически. Известна лишь одна залежь руды в удалении от контакта с окисленными породами (см. рис. 8). Местоположение их объясняется, как уже упоминалось, наложением на окисленные породы процессов восстановления. Ранее окисленные породы были восстановлены, возникшая до этого руда оказалась отделенной от зоны окисления полосой восстановленных пород (см. рис. 8, Б, Г, В).

В зависимости от содержания главного уранового минерала можно выделить два основных типа: черниевый и смолково-черниевый. В качестве очень редких отмечаются уранофановый и натро-

Таблица 44

Минеральный состав руд

Минералы	Типы руд			
	Руда, представленная окислами урана	Удалении от контакта, в неокисленных породах	У контакта, в окисленных породах	Руда, представленная вторичными минералами урана в окисленных породах
Обычные	Кварц, полевые шпаты, минералы глин, кальцит, мусковит, кальция, лейкоксен, ильменит, акцессорит			Уранофановая Натрогенитовая
Характерные	Регенерированные урановые черни Пирит, марказит Урановая смолка			Уранофан Натрогенит
Редкие	Иордизит, ильземанит, самородный Se Урановая смолка(?)			Гётит-гидрогётит Гематит, самородный Se Урановые черни, самородный Se, гематит Гематит, окислы марганца

Минералы	Типы руд						Руда, представленная вторичными минералами урана в окисленных породах	Натроогенитовая
	Руда, представленная окислами урана			У контакта, в окисленных породах				
	В удалении от контакта, в неокисленных породах	У контакта, в неокисленных породах	У контакта, в окисленных породах					
Встречены только в данном типе			Фенолит*	Уранофан	Натроогенит			
Повышенные содержания в отдельных пробах	U, V, Pb							
	Cu							
	La	W		As, Zn				
		Mo						
Основная форма железа	Сульфидная	Окисная						
Тип руды	Черниевый	Смолково-черниевый	Уранофановый	Натроогенитовый				

* Встречен в участках наложения процессов восстановления на окисленные породы.

* Встречен в участках наложения процессов восстановления на окисленные породы.

отенитовый типы, каждый из которых образует только одну рудную залежь в окисленных породах. Уранофановый тип наблюдается на выклинивании зоны пластового окисления (рис. 31). Натроотенитовый возникает при наложении зоны поверхностного окисления на зону пластового окисления (Ершова и др., 1969).

В табл. 44 приведен минеральный состав изученных типов руд. Состав вмещающих пород относительно близок для всех типов руд. Они отличаются лишь наличием новообразованных эпигенетических минералов, которые формируются у выклинивания зоны пластового окисления. Основным фактором, определяющим различия в типах руд, является контакт окисленных и неокисленных пород, фиксирующий изменение геохимической обстановки.

Соотношения радиоактивных компонентов в выделенных типах руд приведены в табл. 45, из данных которой видно, что отношение $\frac{I_0}{U}$ в среднем в черниевых рудах, удаленных от контакта с границей зоны пластового окисления, и в уранофановых близки к равновесным. Остальные типы руд, особенно натроотенитовые, характеризуются явным недостатком I_0 по отношению к урану. Соотношения между изотопами урана в среднем несколько смещены в сторону недостатка U^{234} . Лишь в натроотенитовом типе

Таблица 45

Соотношение радиоактивных компонентов в различных типах руд

№ п/п	Характеристика	Количество проб	I_0/U		U^{234}/U^{238}		Возраст, тыс. лет
			колебание	среднее	колебание	среднее	
1	Черниевые, приконтактные, неокисленные	10	0,33—1,03	0,71	0,8—0,97	$0,91 \pm 0,06$	50—145
2	Смолко-черниевые, приконтактные, неокисленные	6	0,81—2,02	1,11	0,86—1,18	$0,99 \pm 0,053$	
3	Смолко-черниевые, приконтактные, окисленные	20	0,42—1,26	0,81	0,49—1,58	$0,93 \pm 0,06$	
4	Окисленная порода	2	0,93—1,42	1,18	0,56—0,72	$0,64 \pm 0,1$	0,82
5	Черниевые неокисленные, удаленные от контакта	6	0,92—1,18	1,02	0,72—0,98		
6	Черниевые неокисленные (возможно восстановленные)	6	$0,58 \pm 1,26$	0,92	0,75—0,99	$0,89 \pm 0,06$	
7	Смешанные чернь-уранофановые	1	0,68		$0,73 \pm 0,01$		4,5—22
8	Уранофановые	3	0,96—1,31	1,09	0,91—0,93	$0,92 \pm 0,08$	
9	Натроотенитовые	2	0,044—0,21	0,13	1,22—1,3	$1,26$	

руд отмечается явное смещение в сторону избытка U^{234} . Эти руды, вероятно, являются самыми молодыми. Возраст их составляет примерно 4,5—22 тыс. лет.

Кислородные коэффициенты в рудах, представленных окислами урана (табл. 46), несколько ниже в черниевом и смолко-черниевом типе руд в неокисленных породах, в окисленных породах они более высокие.

Таблица 46

Величина кислородных коэффициентов в различных типах руд

№ п/п	Тип руд	Количество проб	Кислородные коэффициенты	
			колебания	средние
1	Черниевые приконтактные неокисленные	20	2,1—3,0	2,59
2	Смолко-черниевые приконтактные неокисленные	2	2,46—2,68	2,57
3	Смолко-черниевые приконтактные в окисленных породах	2	2,67—2,92	2,79
4	Черниевые приконтактные в окисленных породах	6	2,63—2,98	2,88

В зависимости от состава минерализации также можно выделить несколько типов руд (по направлению движения пластовых вод, см. рис. 1, 32): селеновые, селен-урановые, урановые, уран-молибденовые и молибденовые. Селеновые руды приурочены к окисленным породам, остальные к неокисленным. Наконец, в зависимости от состава вмещающих пород можно выделить два типа руд: силикатные и карбонат-силикатные.

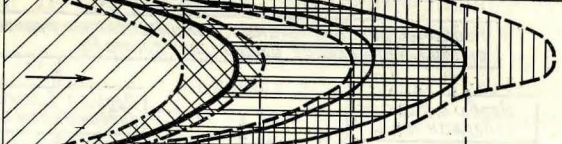
Анализируя изложенные положения о типах руд, основными на изученных месторождениях можно считать руды, представленные окислами урана и располагающиеся в неокисленных песчаных и карбонат-песчаных породах у границы выклинивания зоны пластового окисления.

ОБЩАЯ СХЕМА ИЗУЧЕНИЯ УРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Исследование урановой минерализации на инфильтрационных месторождениях типа кислородного пластового окисления позволило предложить схему изучения подобных образований, представленную на рис. 33.

Предложенная схема включает как полевые исследования, так и камеральные. В полевых условиях необходимо проводить основную часть подготовительных операций, т. е. не только отбор самих проб, но и отбор их на шлифы, спектральный и прочие анализы, разделение в тяжелых жидкостях, люминесцентно-перловый анализ и приблизительное определение урана другими методами.

В общем виде в схеме изучения материала можно выделить четыре следующих этапа: 1) отбор материала; 2) получение представительного (достаточно обогащенного) концентрата; 3) детальное изучение выделенного материала с помощью различных мето-

Зональность	Зона пластового окисления		Зона уранонакопления		Эпигенетически неокисленные безрудные породы
	Подзона полного окисления	Подзона неполного окисления	Подзона рудного тела	Урановый ореол	
Направление движения пластовых вод					
Наложенная минерализация		Se самородный	U (Fe) черни, настуран	Mo (u, Fe) иордизит	
		Урановые черни, пирит			
Форма железа	$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ гётит, гидрогётит		FeS_2 пирит, марказит		

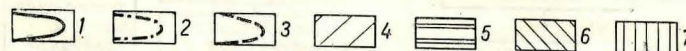


Рис. 32. Схема распределения урановой, селеновой и молибденовой минерализации 1 — граница выклинивания зоны пластового окисления; 2 — граница распространения селеновой минерализации; 3 — граница распространения молибденовой минерализации; 4 — зона пластового окисления; 5 — зона уранонакопления; 6 — Se минерализация; 7 — Mo минерализация

дов; 4) обобщение полученных данных, позволяющее произвести диагностику минерала и получить характеристику его различных свойств.

Глава 4.

МОЛИБДЕНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

В ходе эпигенетического процесса наряду с образованием уранового и селенового оруденений на отдельных участках происходит концентрация молибденовой минерализации. Пространственно она несколько отделена от основной части как уранового, так и селенового оруденения.

Молибденовое оруденение занимает наиболее удаленное положение относительно зоны пластового окисления (см. рис. 1, 6, 32), располагаясь с внешней стороны уранового оруденения, в основ-

ном в области ореола рассеяния и за ним. В приконтактовой части она смешивается с урановыми рудами.

Толща, вмещающая молибденовое оруденение, представлена морскими терригенными осадками — мелкозернистыми песчаными породами различной проницаемости (см. рис. 5, 8). Водопроницаемые рудоносные отложения подстилаются и перекрываются слабопроницаемыми песчано-глинистыми и глинистыми породами. Раз-

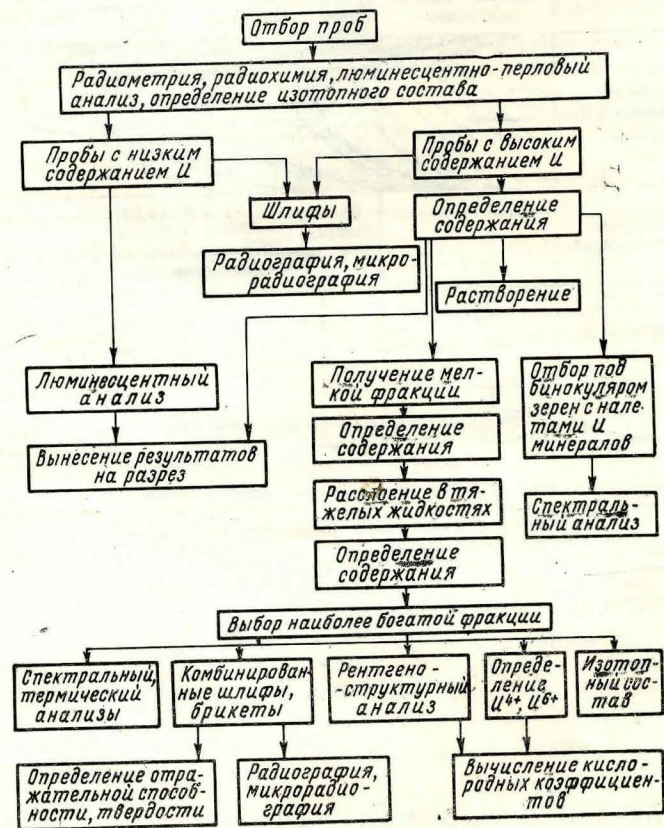


Рис. 33. Схема изучения урановой минерализации

личная проницаемость рудовмещающей толщи определяется в основном содержанием карбоната и глинистого материала. Карбонат представлен кальцитом, содержание которого в породе колеблется от 0 до 40%, обычно 10—15%. Глинистые минералы представлены смесью каолинита, гидрослюда и монтмориллонита.

Содержание молибдена в породе колеблется от тысячных до десятых долей процента. Основные концентрации молибдена приурочены к верхней части водопроницаемой толщи, сложенной рыхлыми слабоизвестковистыми песками серого цвета. Содержание

молибдена здесь составляет 0,01—0,05%. Наиболее богаты молибденом (до 0,1—0,3%) рыхлые темноокрашенные участки, имеющие неправильную, часто гнездовидную или вытянутую форму и неравномерно распределенные в породе. Размеры таких гнезд достигают 10—15 см в поперечнике. Значительно реже повышенные содержания молибдена встречаются в известковистых песчаниках, где содержание его обычно составляет тысячные доли процента.

Место молибденовой минерализации четко отображено на рис. 7 и в табл. 47, где показаны средневзвешенные содержания молибдена во вмещающей толще. Наибольшие значения средневзвешенного содержания молибдена приходятся на скв. 7, пробуренную ниже (по потоку пластовых вод) зоны пластового окисления и уранового оруденения (см. рис. 5, 6). Наименьшие содержания молибдена характерны для зоны пластового окисления (скв. 1—6) и за пределами этой зоны (скв. 10—11), где содержание его близко к нулю.

Таблица 47

Среднее взвешенное содержание U, Mo и Se в рудовмещающей толще*

№ скв.	$\frac{\sum mc}{\sum m}$			Количество проанализированных проб
	U	Mo	Se	
1	0,37	0,26	0,38	8
3	0,96	0,54	0,5	7
4	8,2	0,22	0,28	11
6	1,6	0,3	0,5	8
7	0,06	17,3	0,28	6
8	0,19	0,4	0,09	8
9	0,25	3,3	0,26	4
10	0,15	0,15	0,11	5
11	0,05	0,36	0,16	4

* $\frac{\sum mc}{\sum m}$ — среднее взвешенное содержание, где m — мощность опробованного интервала;

c — содержание ($\cdot 10^{-3}\%$); $\sum m$ — суммарная опробованная мощность. Аналитические определения произведены В. Д. Сидельниковой.

Наличие молибденовой минерализации легко устанавливается непосредственно в полевых условиях как по цвету породы, так и микрохимической реакцией с ксантогенатом натрия. Микрохимическая реакция проводится непосредственно на штучных образцах или на предметном стекле. На породу наносится несколько капель разбавленной соляной кислоты*, затем добавляется от 2

* Соляная кислота приемлема только для изучаемого типа месторождений. Обычно для растворения применяется азотная кислота.

до 8 капель раствора ксантогената натрия. При наличии молибденовой минерализации появляется фиолетово-розовая окраска. В описываемом случае чувствительность реакции 0,00 п%.

Внешние скопления молибденовых минералов похожи на урановые черни: это черные пылеватые налеты на различных компонентах породы (см. рис. 9, б), в результате чего светло-серая или зеленовато-серая порода приобретает темно-серую до серо-черной и черной окраску.

Установить минеральную форму молибденовой минерализации затруднительно в силу дисперсности ее выделений. Как и в случае изучения урановой минерализации, диагностика молибденовых минералов производилась путем применения комплекса методов, упоминавшихся при описании схемы изучения тонкодисперсных минералов (см. рис. 11). Были описаны и способы получения материала для дальнейшего детального изучения его.

Здесь же освещены результаты этого изучения и описаны методы ранее не упоминавшиеся.

Оптические методы изучения молибденовой минерализации не дают положительных результатов. Даже в шлифах, приготовленных из концентратов, значительно обогащенных молибденом, выделения молибденовой минерализации можно наблюдать только в проходящем свете в виде тончайших примазок, налетов черного, непрозрачного материала на различных минеральных зернах.

В отраженном свете при скрещенных николях и больших увеличениях с иммерсией видно, что отдельные участки породы содержат черный неполирующий материал.

Химические исследования, в частности выщелачивание молибдена, лучше характеризуют его минеральные формы.

Для ряда проб проведены опыты по растворимости минералов с применением фазового анализа, описанного М. И. Рянчевой и др. (1958). Определение молибдена, связанного с различными минеральными компонентами, заключается в последовательной обработке пробы различными растворителями. Так, ферри-молибдит растворяется в лимоннокислом аммонии, повеллит, вульфенит — в солянокислом гидразине, молибденит, иордизит и другие сульфиды не растворяются в этих реактивах.

Кроме того, изучение молибденовых минералов было продолжено методом получения водных вытяжек. Для опытов бралось 0,1—0,25 г молибденового концентрата, полученного методом оттирки молибденовых образований с зерен обломочных минералов резиновым пестом в фарфоровой ступке. Концентраты, как правило, были обогащены кварцем, пиритом, глинистыми и другими минералами.

Результаты опытов по растворимости молибденовых минералов, приведенные в табл. 48, показывают, что в исследуемом материале молибден присутствует как в растворимой, так и в нерастворимой форме.

Основная часть молибдена (от 46 до 75% и в одном случае

Растворимость молибденовых минералов при фазовом анализе**

№ проб	Исходное содержание Мо, %	Растворимый Мо (окисленный)		Нерастворимый Мо (сульфидный)	% растворимой части
		общее количество растворимого Мо	в том числе растворимого в воде		
1	1,11	0,81	0,8	0,3	72,9
2*	1,1	0,8	0,8	0,3	73,6
3*	0,31	0,15	0,15	0,16	48,4
4	0,308	0,2	0,2	0,11	64,5
5	0,26	0,17	0,16	0,09	65,4
6*	0,19	0,104	0,104	0,086	54,7
7	0,16	0,12	0,12	0,04	75
8	0,15	0,12	0,12	0,03	80
9*	0,140	0,08	0,078	0,06	57,2
10	0,128	0,088	0,088	0,03	69
11	0,102	0,072	0,072	0,03	70,6
12	0,1	0,06	0,06	0,04	60
13	0,084	0,048	0,048	0,036	57
14	0,08	0,062	0,062	0,018	77,5
15	0,069	0,032	0,032	0,037	46,4
16	0,068	0,032	0,032	0,036	47
17	0,060	0,029	0,029	0,031	48,3
18	0,06	0,048	0,028	0,015	75
19	0,05	0,036	0,033	0,014	72
20	0,038	0,02	0,02	0,018	52,8
21	0,032	0,017	0,02	0,015	53,1
22	0,02	0,02	0,02	—	100

* Образцы Г. Д. Тростянского (Каширцева, Тростянский, 1968).

** Эксперименты и анализы произведены Е. Е. Левиной.

100%) растворяется в воде, остальная часть (от 25 до 53%) не растворяется ни в одном из взятых реактивов.

Г. Д. Тростянский (Каширцева, Тростянский, 1968) в качестве реагентов применял дистиллированную и водопроводную воду, фильтрат бурового раствора, 10%-ные растворы HCl и Na₂CO₃. Выщелачивание производилось из порошков в течение двух часов; отношение Т:Ж=1:50. Эксперименты показали, что значительное количество молибдена выщелачивается водой при обычной температуре. В раствор в этих условиях переходит от 20 до 50% от содержания молибдена в исходной пробе. При подогревании до 40°С интенсивность выщелачивания увеличивается (до 60% Мо), достигая максимального значения в 10%-ных растворах HCl и Na₂CO₃ (70—100%). При дальнейшем подогревании (до 70°С) интенсивность выщелачивания не увеличивается.

В табл. 49 приведены данные по содержанию различных форм молибдена (растворимого и нерастворимого) в одном из разрезов. В пробе, отобранной непосредственно выше у контакта с зо-

ной пластового окисления (см. табл. 49, проба 1), весь молибден представлен воднорастворимой формой. Отчетливой же зависимости содержания растворимой формы молибдена от местоположения проанализированной пробы относительно зоны пластового окисления не обнаруживается.

Таблица 49

Содержание окисленного и нерастворимого молибдена в различных участках рудовмещающей толщи

№ п/п	Расстояние от границы выклинивания зоны пластового окисления	Содержание Мо, %			% растворимой части	Примечание
		общее	воднорастворимого (окисленного)	сульфидного (нерастворимого)		
1	1 м выше контакта	0,02	0,02	—	100	Выше зоны Фланговая часть зоны
2	25 м в горизонтальном направлении	0,1	0,06	0,04	60	
3		0,084	0,048	0,036	57	
4		0,08	0,062	0,018	77,5	
5	155 м вниз по потоку	0,16	0,12	0,04	75	Верхняя часть потока
6		0,15	0,12	0,03	80	

Растворимый (окисленный) молибден, по данным химического анализа, представлен в основном суммой пяти- и шестивалентного молибдена, нерастворимый — сульфидный — молибденом низших валентностей, вероятно четырехвалентным. Известно, что представителем воднорастворимых минералов молибдена является ильземанит (молибденовая синь), нацело растворимое коллоидное вещество. Труднорастворимыми в изучаемом материале являются сульфиды молибдена.

Сопоставление содержаний молибдена, железа и серы в молибденосодержащих породах, приведенное в табл. 50, показывает, что для связывания имеющегося содержания Мо требуется крайне незначительное количество серы (0,01—0,5%). В подавляющем большинстве случаев количество серы, связанной с железом, значительно превышает количество серы, связанной с молибденом. Основная часть серы зафиксирована в сульфидах железа, представленных пиритом и марказитом.

Для концентрата с содержанием Мо 1,11% был выполнен термический анализ. На кривой нагревания (Каширцева, Тростянский, 1968) имеется один растянутый экзотермический эффект в интервале температур 600—850°С. По всей вероятности, экзотермическое поднятие кривой свидетельствует об окислении минералов, сопровождающемся возгонкой летучих окислов молибдена. Общее экзотермическое поднятие кривой, но еще более растянутое

Таблица 50

Содержание Мо, Fe и S в молибденосодержащих породах*

№ проб	Содержание, %			S связанная	
	Мо общий	Мо сульфидный	Fe сульфидное	с Fe, %	с Мо, %
1	1,11	0,3	0,99	0,5	0,5
2	1,1	0,3	1,39	2,97	0,5
3	0,31	0,16	0,73	1,56	0,27
4	0,308	0,11	5,3	6,04	0,07
5	0,26	0,09	4,86	5,54	0,06
6	0,19	0,086	0,37	0,79	0,156
7	0,14	0,06	0,98	2,10	0,113
8	0,128	0,03	0,42	0,9	0,05
9	0,102	0,03	0,39	0,83	0,05
10	0,069	0,037	0,98	2,10	0,062
11	0,068	0,036	5,6	6,38	0,024
12	0,060	0,031	0,67	1,43	0,052
13	0,038	0,018	1,54	1,75	0,012

* Анализ и пересчет произведен Е. Е. Левиной.

(от 200 до 950°С) отмечается у других сульфидов молибдена, в частности, у молибденита и фемолита, описанных К. В. Скворцовой и др. (1964).

Рентгеноструктурный анализ показал, что изучаемые минералы рентгеноаморфны.

Полученные данные позволяют предполагать, что изучаемая молибденовая минерализация представлена смесью сульфида молибдена с ильземанитом. Первый, по всей вероятности, является дисульфидом Мо, аналогичным иордизиту — коллоидному аморфному дисульфиду Мо, описанному рядом исследователей (Höfer, 1871; Cornu, 1909; Staples, 1951; Goldschmidt, 1954 и др.). Диагностика иордизита подтверждается совокупностью следующих данных: минерал рентгеноаморфный, кривая нагревания приближается к кривой нагревания молибденита и фемолита, минерал не растворяется в кислотах, кроме азотной; молибден в минерале представлен молибденом низших валентностей (четырехвалентный).

Известно, что иордизит легко переходит в ильземанит. О наличии ильземанита можно судить по появлению иногда синих окрасок вокруг черных скоплений молибденовых минералов и растворимости минерала в воде.

В. И. Рехарский и О. В. Крутецкая (1966) на основании экспериментальных данных охарактеризовали ильземанит как комплексный водный окисел молибдена переменного состава: $Mo_2O_{5+n} \cdot mH_2O$ ($n < 1$). По их данным, в искусственно приготовленных порошках молибденовой сини содержание шестивалентного молибдена 66%, пентавалентного 14—49%; четырехвалентного 0,3—

9,8%; воды 16—19%. Н. А. Хрущов и В. В. Щербина (1965) относят ильземанит к водным сульфатам молибдена.

О возрастных отношениях молибденовых минералов с другими судить довольно трудно. Молибденовые минералы покрывают черным налетом все компоненты породы, следовательно, они являются наиболее поздними выделениями. Взаимоотношений же молибденовых минералов с другими эпигенетическими минералами почти

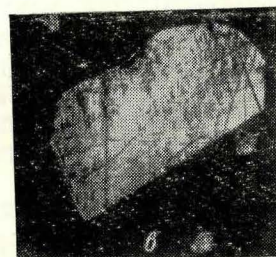
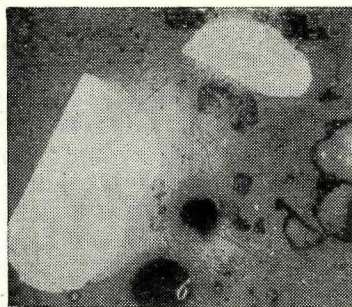
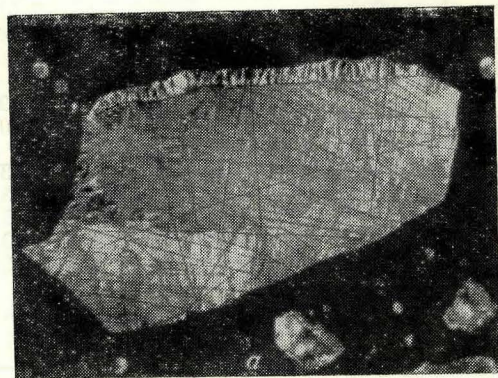


Рис. 34. Фемолит в отраженном свете. Ув. 70
а, в — с анализатором; б — без анализатора

не наблюдалось. В отдельных случаях, как уже отмечалось, вокруг черных включений молибденовых минералов отмечается синяя кайма, представляющая собой породу, пигментированную ильземанитом. В одном случае в наиболее темных участках отмечены пустотки, на стенках которых наблюдаются выделения темных минералов в виде сыпи. В основном эти минералы представлены сульфидом железа, реже темно-синим ильземанитом. В обоих случаях создается впечатление, что выделения пирита и ильземанита находятся на черном материале, т. е. выделения иордизита (черный

материал) являются более ранними по сравнению с ильземанитом и сульфидом железа (вероятно, эпигенетическим пиритом). Таким образом, последовательность выделения этих минералов можно представить в таком порядке: иордизит → пирит (II) и ильземанит. Данных о последовательности выделения двух последних минералов не имеется. Возможно, ильземанит является более поздним минералом.

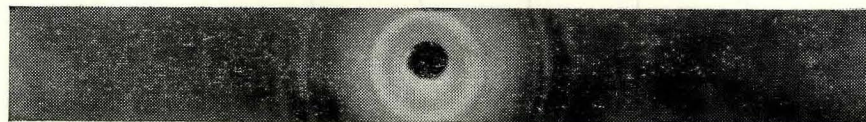


Рис. 35. Рентгенограмма фемолита

Наряду с иордизитом и ильземанитом в изучаемом материале присутствует фемолит — сульфид молибдена и железа. Он обнаружен у выклинивания зоны пластового окисления в смолково-черниевой руде из окисленных пород там, где предполагается наложение процессов восстановления на породы зоны окисления.

Фемолит как относительно новый минерал заслуживает более подробного описания. Отмеченный автором в двух пробах из смолково-черниевых руд инфильтрационного месторождения, этот минерал впервые описан Е. В. Копченовой и К. В. Скворцовой в 1959 г. и более подробно К. В. Скворцовой и др. в 1964 г. Они приводят следующую формулу фемолита: $\text{Mo}_5\text{FeS}_{11}$.

Нами фемолит обнаружен в брикете из гидроокислов железа вишневого цвета, отобранных из тяжелой фракции удельного веса $>2,9$. Гидроокислы железа оптически и рентгеноструктурно диагностируются как гематит. Фемолит представлен в виде пластинчатых довольно крупных (до нескольких миллиметров) обломков (рис. 34). Минерал хрупкий, твердость его низкая. По замеру на твердометре, произведенном Е. А. Аксеновой, твердость (H) минерала около 72 кг/мм^2 , $H_0=2,9$ (ниже галенита). В отраженном свете минерал светло-кремовый, ясно анизотропный, участками проявляется мозаичный характер анизотропии (в центральной части и на периферии — рис. 34, б, в и на периферии зерна — рис. 34, а). Отражательная способность минерала, замеренная Е. К. Аксеновой, колеблется от 20,5 до 21,3 (три замера), в среднем составляет 20,9, т. е. выше, чем у сфалерита.

Рентгеноструктурный анализ минерала из полированного шлифа, расшифрованный Г. А. Сидоренко, обнаружил структуру, идентичную структуре фемолита, описанного К. В. Скворцовой и др. (1964). Оба автора отмечают, что в фемолите имеет место разупорядоченность кристаллической структуры гексагональной модификации MoS_2 (молибденита).

Рентгенограмма изученного автором фемолита приведена на рис. 35, линии (d/n) и их интенсивность — в табл. 51.

Таблица 51

Значение межплоскостных расстояний и замеров элементарной ячейки фемолитов из различных месторождений

Инфильтрационные месторождения*		Гидротермальные месторождения**					
		№ 1		№ 2		№ 4	
		d/n	I	d/n	I	d/n	I
(6,86)	4	—	—	—	—	—	—
6,18	10	6,05	10	5,97	10	6,18	10
(2,955)	4	(2,97)	3	(2,90)	2	(2,97)	1
2,674	7	2,69	8	2,66	8	2,70	8
2,271	5	2,25	3	2,26	3	2,28	2
2,073	2	2,13	3	2,07	1	—	—
(1,738)	2	(1,694)	1	(1,716)	2	(1,729)	1
1,564	6	1,571	9	1,564	10	1,574	9
1,537	3	1,537	5	1,530	2	1,543	1
1,354	2	—	—	1,347	1	1,358	2

* Данные автора.

** Данные Е. В. Копченовой и др. (1959 г.).

Химический анализ фемолита выполнить не представилось возможным из-за отсутствия достаточного количества материала. Чтобы восполнить этот пробел, был проведен анализ на лазерной установке для локального спектрального анализа микровключений в шлифах и аншлифах. Анализ выполнен Ю. Косовцом на нескольких зернах в брикете. Диаметр прокола 100 мк, глубина поражения 80 мк. Анализ показал, что основными элементами в изучаемом минерале являются железо и молибден, содержание которых составляет примерно 10% (анализ полуколичественный).

К. В. Скворцова и др. (1964) приводят следующий химический состав фемолита: Mo 46,26%; Fe 62,5%, S 35,7%.

Известно, что молибден изоморфно замещается рением (Фармазян, Хуртудян, 1963). Результаты анализа, выполненного С. М. Баситовой (Каширцева, Тростянский, 1968), показали, что в изучаемых рудах отмечаются повышенные (до $7 \cdot 10^{-4}$, редко $1,4 \cdot 10^{-3}\%$) содержания рения. Поведение рения в экзогенном процессе изучено значительно хуже, чем в эндогенных месторождениях. В последние годы появились работы, касающиеся концентрации рения в экзогенных месторождениях, в том числе молибденовых и урановых (Баранов и др., 1966). Для осадочных проявлений рения также специфична его тесная парагенетическая ассоциация с молибденом и другими тяжелыми металлами.

Поскольку в плане и в разрезе молибденовое оруденение располагается относительно зоны пластового окисления подобно урановому, а положение обоих определяется границей зоны окисления, можно утверждать, что выделения молибдена являются следствием того же процесса, что и образования урана.

Глава 5.

СЕЛЕНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ И МЕТОДЫ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

Селеновое оруденение в инфильтрационных месторождениях локализовано в приконтактной части замыкания зоны пластового окисления (см. рис. 1, 6, 16, 32). В одних случаях оно развито в окисленных и неокисленных породах, в других — только в окисленных. В последних селен обычно концентрируется в участках породы серого цвета, наименее подвергшихся процессам окисления; однако наблюдаются случаи концентрации селена непосредственно на гидроокислах железа. Изредка в крыльях рудного ролла селе-

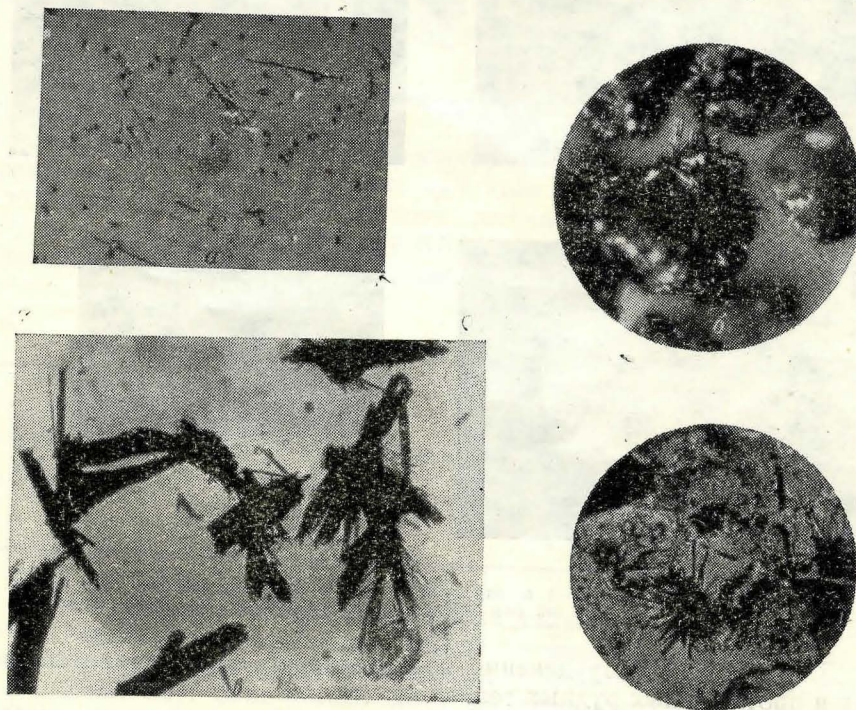


Рис. 36. Игольчатые кристаллы самородного селена. Снято в проходящем свете без анализатора. Ув. 90 (а), 160 (б), 200 (в) и 400 (г)

новая минерализация развивается вместе с урановым оруденением, распространяясь за его пределы в неокисленные породы (см. рис. 6). В разрезе селеновое оруденение имеет вид изогнутой узкой ленты, окаймляющей с внутренней стороны урановый ролл (см. рис. 1, 16).

Содержание селена в породах колеблется от кларковых значений до 0,7%. Низкие содержания характерны для окисленных по-

род, высокие — для рудных тел, особенно в подзоне разрушающихся руд (см. рис. 1), где содержание селена в 1,5—2 раза выше, чем в окисленных породах. При этом наибольшие концентрации его отмечаются в самых водопроницаемых породах. Содержание селена строго не коррелируется с содержанием урана, однако в пробах с наиболее высокими содержаниями урана часто отмечаются и высокие содержания селена.

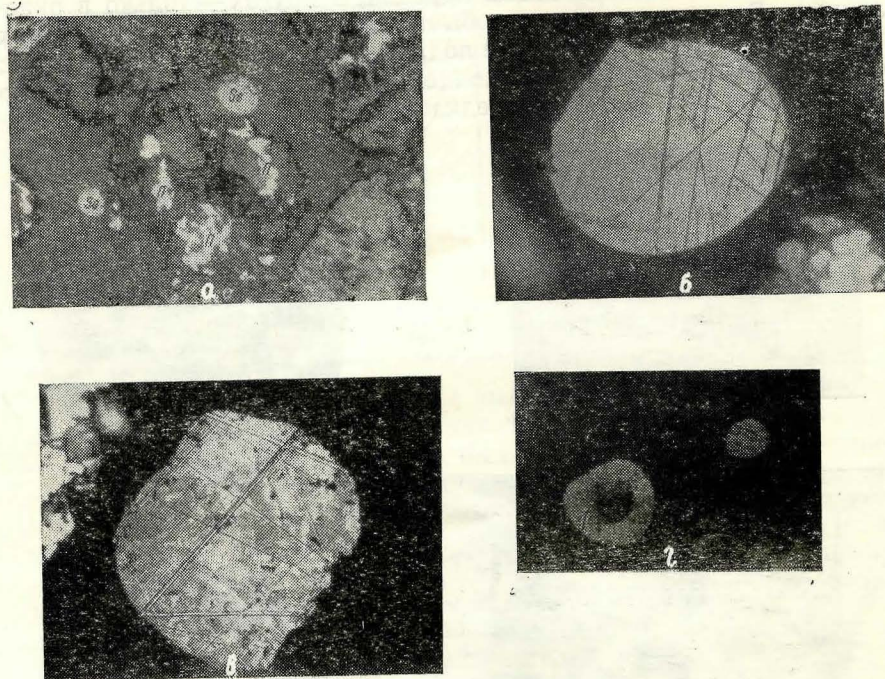


Рис. 37. Выделения селена (Se) в отраженном свете, без анализатора. П — пирит. Ув. 340 (а), 1000 (б, в) и 1350 (г)

Для селенового оруденения не характерно образование широких и протяженных рудных тел.

Минеральной формой селенового оруденения является самородный гамма-селен, который образует игольчатые, иногда полые (см. рис. 37, г) кристаллы, как одиночные, так и собранные в пучки (см. рис. 36). Реже селен образует спутанноволокнистые агрегаты. Размер кристаллов колеблется от тысячных и сотых долей миллиметра до 2 мм. Обычно иголки гамма-селена формируются в порах породы.

Минерал от стально-серого до черного, сизо-черного цвета, с красновато-черной чертой. Он хрупкий, обладает совершенной спайностью и сильным блеском.

При возгоне минерала образуется характерный красновато-черный налет. Дает отчетливую реакцию с тиомочевинной (яркая оранжево-красная окраска) и SnCl_2 (кирпично-красная окраска).

В отраженном свете (см. рис. 37) минерал почти белый, со слабым розоватым оттенком. У него высокая отражательная способность (несколько ниже, чем у пирита), сильная анизотропия и двупреломление, заметное даже на фотографиях (рис. 37, в). Местами можно наблюдать красноватые внутренние рефлекссы.

Самородный селен обладает тригональной сингонией. На рис. 38



Рис. 38. Рентгенограмма селена, полученная без растирания пробы

приведена рентгенограмма самородного селена, полученная без растирания минерала, так как при этом все модификации селена переходят в гамма-селен; рентгенограмма растертой и нерастертой проб тождественны. Данные рентгеноструктурного анализа приведены в табл. 52.

Таблица 52

Параметры кристаллической решетки самородного селена (Å)

№ п/п	a	c	c:a
1	4,338—4,356; среднее 4,344±0,006	4,82—4,92; среднее 4,86±0,06	—
2	4,352±0,02	4,95±0,02	1,119 1,137

По всей вероятности, самородный селен почти не содержит или содержит незначительное число элементов-примесей. Спектральным анализом проб, отобранных из различных месторождений (табл. 53), обнаружено довольно значительное количество элементов в самородном селене, однако часть из них (Si, Fe, Ca, Na, Al и др.), а может быть все они, связаны с механическими примесями анализируемого материала. Это, в частности, подтверждается тем, что в наиболее тщательно отобранном материале (проба 4, в меньшей мере пробе 2, табл. 53) наблюдается наименьшее количество элементов-примесей. При отборе материала особенно трудно избавиться от пирита (см. рис. 36, а) и глинистых минералов.

Хотя общеизвестно, что для селена характерна ассоциация с теллуrom, при полярографическом определении селена теллур не был обнаружен.

Таблица 53

Результаты спектрального анализа самородного селена

Содержание элемента, %	Элементы, установленные в проанализированных пробах			
	1	2	3	4
10 n	—	—	Si, Al	—
3	Si	—	—	—
1—3	Fe	—	—	—
0,5	Ca	—	Ca	—
0,3	Na	—	—	—
0,1—0,3	Al, Mg	—	—	—
0,1	Ti	—	—	—
0,05	—	Ca, Fe	Ti	—
0,01—0,03	Pb	—	—	—
0,01	Mn	Si, Al	Mn, V, Ga	Ca
0,005	Sn	—	—	—
0,003	V, Cu, Zn	Mg, Mn	Pb	Si, Mg, Fe
0,001	Ni, Cr	Ni, Ti	Ni, Cu, Mo	Ti, Al
n · 10 ⁻⁴	Y, Yb	—	Y, Yb	—
n · 10 ⁻⁵	Ag	Cu	—	—

В 57 пробах, большинство из которых содержало селен, спектральным количественным анализом был определен таллий. Содержание последнего не превышало 0,0003%, но надо иметь в виду, что чувствительность анализа составляет 0,0003% — до 0,02%.

Взаимоотношения самородного селена с другими минералами установить трудно. На одном участке в рудовмещающих породах каверны в карбонатном цементе (кальцит I) выполнены крупнокристаллическим кальцитом (кальцит II), в последнем встречаются отдельные хорошо ограненные включения крупнокристаллического пирита и в отдельных случаях — самородного селена. Кристаллы его встречаются как в кальците, так и в части каверны, не заполненной кальцитом.

По всей вероятности, кристаллизация кальцита в кавернах происходила позже образования пирита и самородного селена. Схему последовательности образования этих минералов можно представить в следующем виде: кальцит I → пирит, самородный селен → кальцит II.

При описании селеновой минерализации справедливо уделяется внимание методическим вопросам, особенно методам определения селена (Синдеева, 1959; Петровская, Клименко, 1960). В работе Е. З. Бурьяновой (1957) описан метод возгона как минералогический метод при поисках селена, а в более поздней работе Л. Е. Эгель (1962) приводится комплекс методов поисков, изучения и оценки экзогенных месторождений селена.

Метод возгона в закрытых трубках (метод Е. З. Бурьяновой) является наиболее удобным, простым, быстрым и дешевым для определения селена, им можно пользоваться в любых условиях.

При изучении инфильтрационных месторождений применялись стеклянные трубочки длиной 10—10,5 см, диаметром 3—5 мм, запаянные с одного конца. В трубку насыпается исследуемая проба, примерно на 2—5 мм столбика трубки, которая докрасна прокаливается на спиртовке, в пламени паяльной трубки или в пламени газового рожка.

При наличии селена на стенках трубки на расстоянии 1—2 см от пробы появляется налет селена в виде узкого (2—5 мм) кольца от бледно-розового до красно-черного цвета. Расстояние между началом налета и насыпанной в трубке пробой (табл. 54) зависит в общем от диаметра трубки и высоты столба породы. Различная степень интенсивности окраски зависит от содержания селена в пробе. И использованные трубки после тщательной промывки в азотной кислоте при нагревании можно применять многократно.

Таблица 54

Результаты получения налетов селена при возгоне в стеклянных трубках

№ п/п	Окраска налета	Диаметр трубки, мм	Расстояние между налетом и породой, мм	Высота породы, мм	Ширина налета, мм
1	Черный	5	12	5	4
2	Слабо-черный	5	20	4	2
3	Сиренево-черный	5	18	5	5
4	»	5	15	4	4
5	Красно-черный	5	15	5	5
6	Сиреневый	5	15	5	4
7	Слабо-розовый	5	17	5	1,5
8	Слабо-сиреневый	4	17	3	3
9	»	4	10	5	3
10	Слабо-черный	3	10	3	2
11	Сиреневый	3	20	2	3
12	Слабо-сиреневый	3	12	4	4

При изучении описываемых месторождений для определения ориентировочного содержания селена по интенсивности окраски налета можно пользоваться специальной шкалой (табл. 55), в которой каждому индексу соответствует определенное содержание селена.

Таблица 55

Шкала содержания селена по окраске налета от возгона

Индекс	Содержание Se, %	Цвет возгона
1	0,000 n	Белый
2	0,00 n	Розовый, бледно-красный
3	0,0 n	Ярко-красный
4	0, n и целые %	Красно-черный, черный

Метод возгона сопоставлялся с определениями содержаний селена другими методами. Несколько проб были проанализированы химическим, рентгеноспектральным, спектральным, полярографическим и микрохимическим методами. Результаты этих анализов приведены в табл. 56. Из этой таблицы видно, что рентгеноспектральный анализ дает хорошо сопоставимые результаты при малых содержаниях селена. При больших содержаниях (десятые доли %)

Таблица 56

Сопоставление данных по содержанию Se, полученных различными методами

№ п/п	Содержание Se по данным различных методов, %			Цвет налета
	химический	полярографический	рентгеноспектральный	
1	0,009	0,003	0,007	Слабо-вишнево-красный
2*	0,15	0,13	0,15	Темно-красный
3	0,018	—	0,012	Темно-красный до вишневого
4	0,31	0,33	0,25	Темно-красный до черного
5	0,17	>0,14	0,12	То же
6	0,12	0,13	0,085	Темно-красный
7	0,29	0,27	0,22	Темно-красный до вишневого
8	0,19	—	0,16	То же
9	0,001	Н. о. (?)	0,0005	Желтый
10	0,017	То же	0,014	Темно-бурый до оранжевого
11	0,028	0,017	0,021	Вишнево-бурый до оранжевого

* Содержание селена в этой пробе по данным микрохимического анализа равно 0,24%.

результаты бывают несколько занижены. Полярографические определения дали хорошую сходимость с химическими при больших содержаниях (десятые доли %); при содержании 0,0 n % полярографические определения дают заниженные результаты; малые содержания этим методом вообще не улавливаются.

Микрохимическим методом была исследована только одна проба, и результат оказался несколько завышенным по сравнению с данными других анализов.

Спектральным (количественным) анализом были получены данные, близкие к данным химического анализа.

Ввиду того что рентгеноспектральный анализ требует сравнительно небольшой навески (0,5 г) и обеспечивает удовлетворительную точность, его следует признать наилучшим для определения содержания селена в породах и рудах.

Для определения селена в воде разработана чувствительная методика В. Д. Сидельниковой, А. А. Леонтьевой (1967).

Результаты опробования породы на селен, как и на все другие элементы, выносятся на колонки, профиля и разрезы в виде условных обозначений, кривых содержания по скважинам, кривых среднего взвешенного содержания по профилю, а также для изображения формы рудных тел. На рис. 7 кривая среднего взвешенного

содержания для селена отсутствует по той причине, что она сливается в области низких значений с кривыми молибдена и урана, а высокие значения селена по данному разрезу не наблюдались.

Для изучения минерала в отраженном свете применялись комбинированные и прозрачно-комбинированные шлифы. Изготовление последних производилось из концентратов, полученных из наиболее богатых проб путем разделения в тяжелых жидкостях. Только в шлифах, изготовленных таким способом, можно было изучить основные свойства селена и его взаимоотношения с другими минералами. В обычных шлифах, приготовленных из породы, селен, как правило, не отмечается.

При просмотре шлифов удобнее пользоваться микроскопом МИН-6, так как иногда игольчатые кристаллы, характерные для селена, обнаруживаются легче в проходящем свете (см. рис. 36, г). В отраженном свете часто виден только срез кристалла.

В связи с тем что иголки селена обычно концентрируются в классе 0,1—0,01 мм, перед разделением материала в тяжелых жидкостях необходимо произвести механический анализ, и разделение в тяжелых жидкостях подвергать не всю навеску, а лишь классы породы, наиболее обогащенные селеном.

Опыт изучения селеновой минерализации на инфильтрационных месторождениях позволил составить наиболее целесообразную схему последовательности изучения проб, содержащих селен. Эта схема представлена на рис. 39. В общем процесс изучения селеновой минерализации можно подразделить на три следующих этапа:

1. Производство возгона, в результате чего устанавливаются пробы, содержащие селен. Эту работу целесообразно проводить в полевых условиях.
 2. Получение концентрата, обогащенного селеном.
 3. Детальное изучение последнего и диагностика минерала.
- Мы вслед за Е. З. Бурьяновой (1957) считаем, что метод воз-

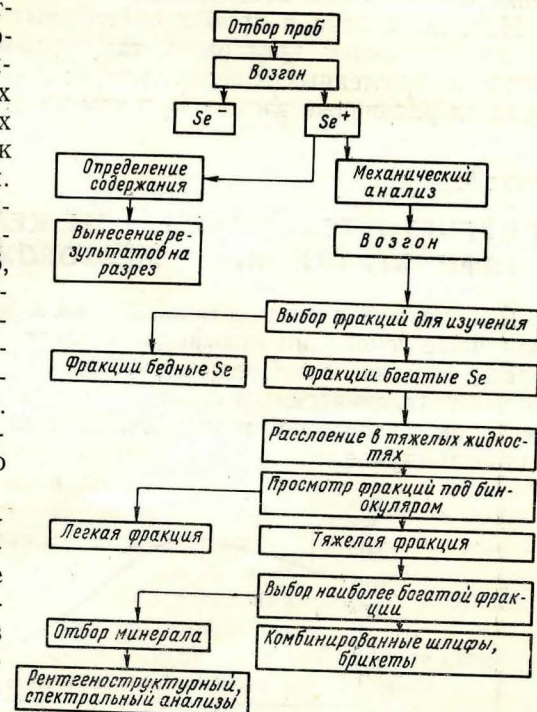


Рис. 39. Схема изучения селеновой минерализации

гона при определении рудных минералов и вообще при опробовании пород необходимо широко использовать. Во всех случаях при изучении окисленных пород следует внедрять в практику этот метод и систематически опробовать изучаемые породы на селен, обращая особое внимание на приконтактные участки окисленных и неокисленных пород. Наличие селена на контакте окисленных и неокисленных пород должно быть использовано в качестве критерия при поисках месторождений селена в осадочных породах.

Наличие селена в пробах окисленных пород также может являться поисковым критерием, так как оно показывает близость контакта окисленных и неокисленных пород, где могут концентрироваться различные элементы, в том числе U, Mo, Pb, Zn.

Глава 6.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ СУЛЬФИДЫ ЖЕЛЕЗА В ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

При изучении эпигенетических месторождений были выявлены различные генерации сульфидов железа, представленные пиритом и реже марказитом. Среди них можно различать диагенетические, древнеэпигенетические и эпигенетические, связанные с формированием зон пластового окисления. Именно последние и интересны в данном случае.

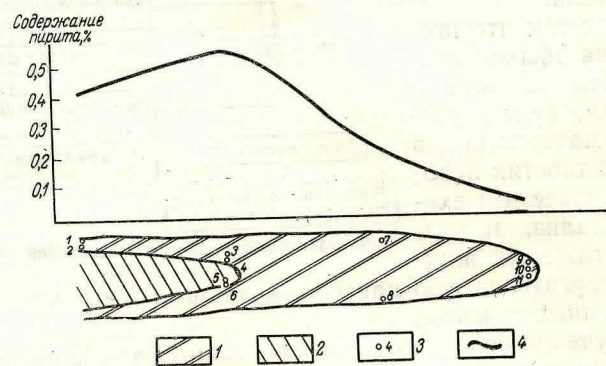


Рис. 40. Среднее содержание пирита в рудной залежи
1 — зона ураноаккумуляции; 2 — зона пластового окисления;
3 — местоположение анализируемых проб; 4 — кривая среднего содержания сульфидов

Эпигенетическая разновидность сульфидов, образованных в ходе формирования рудоконтролирующей эпигенетической зональности, установлена на основании повышенных на 20—25% по сравнению с обычными концентрациями сульфидов, приуроченных к серым оруденелым породам на замыкании зоны пластового окисления (рис. 40, 41).

Подобные повышенные концентрации сульфидов были установлены при изучении толщ у замыкания зоны пластового окисления, бедной сульфидами железа, где наряду с редкими скоплениями сравнительно крупнозернистого пирита отмечались более обильные мельчайшие кристаллы пирита в виде сыпи, не отмеченные в безрудных породах.



Рис. 41. Содержание сульфидов железа в разных эпигенетических зонах

Кривая среднего содержания пирита (см. рис. 40), построенная для изученной рудной залежи, обнаруживает наиболее высокие значения у замыкания зоны пластового окисления. Наличие эпигенетического пирита было подтверждено не только минералогическими наблюдениями, но и химическим анализом на большом количестве проб, отобранных из различных рудовмещающих толщ. Так, на рис. 41, где показано распределение сульфидов железа в породах пиритового геохимического типа, наиболее высокие содержания сульфидов отмечены в зоне ураноаккумуляции, особенно в передней ее части — подзоне разрушающихся руд.

Изучить свойства описываемой эпигенетической разновидности пирита трудно, так как нет прямых критериев его отличия от ранее образованного. Выделения трех различных генераций во всех изученных толщах и эпигенетических зонах имеют сходные морфологические формы. Это пентагондодекаэдры различной величины, тонкокристаллические разновидности в виде сыпи, присыпок неправильной, округлой, кубической, реже веретенообразной или крестовидной форм, массивные выделения в цементе породы, замещения растительных остатков, гроздьевидные скопления, довольно крупные (до 0,5 см, особенно в песчаниках) стяжения конкреционного типа. Местами в плотных карбонатных песчаниках встречаются выделения сульфидов по трещинам, секущим как цемент породы, так и терригенные кварцевые зерна.

Можно полагать, что новообразованным является пирит мелкокристаллический, округлый или в виде кубических кристаллов, часто в ассоциации с чернями, образующий своеобразную сыпь или присыпку на зернах различных минералов. Размер этих выделений 0,023—0,014 до 0,0094—0,0023 мм и меньше.

Кроме описанной разновидности пирита, к эпигенетическим же относятся сульфиды зоны восстановления. Один из поперечных разрезов через такую зону представлен на рис. 8. На рис. 42 показано распределение сульфидов железа по этому профилю.

На рис. 8 видно, что местами краевые части зоны пластового окисления подверглись процессам восстановления. В результате этого фланговые участки рудной залежи отделены от окисленных пород светло-серыми безрудными породами (зона вторичного

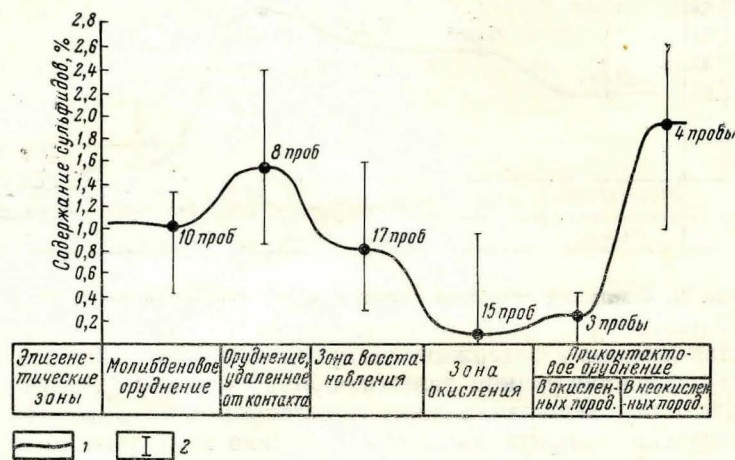


Рис. 42. Распределение сульфидов по профилю
1 — кривая среднего содержания; 2 — пределы колебаний

восстановления). Последние характеризуются наличием сульфидов, представленных в основном пиритом, реже марказитом. Сульфиды железа встречаются в виде мелких хорошо ограненных кристаллов. Подобные по форме выделения сульфидов встречаются и в пределах рудовмещающей толщи.

Эпигенетические сульфиды, встреченные в восстановленных породах, по времени образования, вероятно, позже сульфидов, связанных с формированием зоны пластового окисления.

В случае восстановительных процессов, более поздних, чем окислительные, в окисленных породах у контакта с неокисленными встречаются сульфиды различных генераций: более ранние, которые не успели окислиться, и более поздние, образовавшиеся в начале восстановительного процесса. Их различают как по местоположению, так и по некоторым другим признакам. В частности, как правило, между окисленной породой и породой с пиритом имеется тончайшая (1—2 мм) кайма очень светлой породы, не содержащей ни пирита, ни гидроокислов железа. По всей вероятности, при восстановлении железом концентрируется местами, вокруг которых возникают обедненные железом участки. Подобные осветленные каемки отмечаются в участках восстановления не только вокруг пирита, но и вокруг выделений урановой минерализации (рис. 43). Урановая минерализация и пирит в описываемых участках ассоциируются с гематитом. Последний встречается в виде сыпи в лимонитизированных участках, придавая им фиолетовый или темно-вишневый цвет.

зации (рис. 43). Урановая минерализация и пирит в описываемых участках ассоциируются с гематитом. Последний встречается в виде сыпи в лимонитизированных участках, придавая им фиолетовый или темно-вишневый цвет.

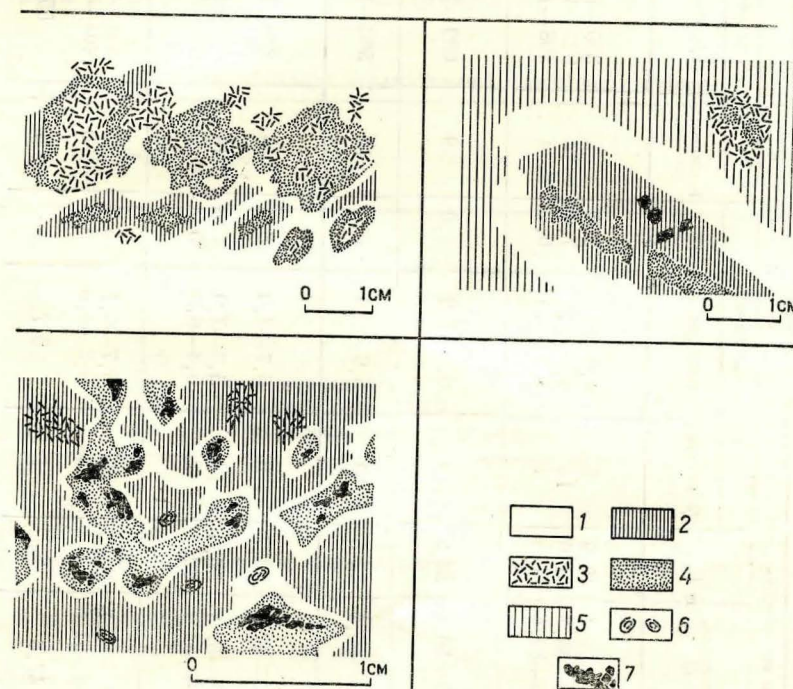


Рис. 43. Взаимоотношения урановой минерализации с окислами железа (зарисовка штуфов)

1 — светлые участки пород; 2 — песчаник с гематитом; 3 — песчаник с желтыми гидроокислами железа; 4 — песчаник с пиритом и чернью; 5 — светло-розовая окраска породы; 6 — глауконит; 7 — пирит

От окислов урана скопления гематита также отделены тонкой светлой каймой (см. рис. 43). По времени образования гематит позже желтых землистых гидроокислов железа зоны пластового окисления. Наличием гематита частично объясняется повышенное содержание железа в приконтактовой части зоны пластового окисления и в подзоне оруднения в окисленных породах.

Для пиритов, отобранных из различных горизонтов, литологических разностей и эпигенетических зон, были изучены твердость, отражательная способность и элементы-спутники.

Замеры твердости и отражательной способности произведены почти для 100 выделений пиритов из песков и глин пяти разновозрастных толщ (табл. 57). Из данных, приведенных в табл. 57, видно, что отражательная способность и твердость всех пиритов колеблются в одних и тех же пределах. Можно лишь отметить некоторые следующие отклонения.

Отражательная способность и твердость пирита*

Стратиграфические горизонты (от более древнего к молодому)	Литогеологические разности	Отражательная способность			Твердость			
		Количество замеров	Колебания R	R _{ср}	По шкале Мооса			H, кг/мм ²
					Количество замеров	Колебания H ₀	H ₀ ср	
1	Песчаник, вмещающий оруденение Рудный песчаник Рудная глина	5 13 5	47,9—51,4 46,6—58,3 50,0—54,1	48,9 51,6 51,5	5 14 4	4,9—6,5 6,8—8,3 5,9—7,3	5,8 7,2 6,4	350—794 925—1670 598—1138
2	Глина водоупорного горизонта	9	51,3—56,8	54,2	9	6,1—7,9	7,0	699—1450
3	Рудный песчаник	17	49,3—55,5	52,8	19	5,9—7,6	6,7	586—1290
4	Глина из вмещающей толщи Песок, вмещающий оруденение Рудный песок	15 18 3	49,0—57,7 49,5—57,7 50,3—54,7	53,7 53,0 52,1	8 14 2	6,7—7,9 5,3—7,9 5,3—6,0	6,9 6,8 5,7	845—1145 489—1450 424—645
5	Песчаник Восстановленный песок Песок с Mo минерализацией	4 3 1	49,8—55,3 48,5—51,8 47,8	51,6 50 —	3 3 1	5,7—6,1 5,2—5,6 5,7	5,8 5,5 —	538—668 404—501 550

* Замеры произведены Е. С. Введенской и Е. К. Аксеновой.

При колебании величин отражательной способности пирита от 46,4 до 58,3 наиболее широкий диапазон колебаний этих величин отмечается в рудном песчанике 1-го горизонта. Наиболее высокая отражательная способность, близкая к отражательной способности пирита из рудной глины, отмечается в рудоносном песчанике.

Таблица 58
Порядок убывания отражательной способности пирита

№ п/п	Горизонт	Порода	Среднее значение отражательной способности
1	2	Глина водоупорная	54,2
2	4	Глина из вмещающей оруденение толщи	53,7
3	4	Песок, вмещающий оруденение	53
4	3	Песок рудный	52,8
5	4	То же	52,1
6	1 и 5	»	51,6
7	1	Глина рудная	51,5
8	5	Песок восстановленный	50
9	1	Песок, вмещающий оруденение	48,9

Если расположить величины отражательной способности пирита в порядке их убывания (табл. 58), то окажется, что наиболее высокая отражательная способность отмечается у пирита из глин, наиболее низкая — у пирита из восстановленных песков и вмещающих оруденение песчаных пород горизонта 1. Отражательная способность пирита из ураноносных пород занимает промежуточное положение.

При сравнении величин отражательной способности пирита из рудных и нерудных участков одной толщи (см. табл. 57) видно, что в двух случаях из трех отражательная способность пирита из рудного песчаника ниже, чем отражательная способность пирита из вмещающей породы (табл. 59). Обратная зависимость отмечается в наиболее древней рудовмещающей толще.

Таблица 59
Отражательная способность и твердость пиритов из пород с эпигенетическим пиритом и без него

Стратиграфические горизонты (от более древнего)	Отражательная способность		Твердость	
	Песчаные породы			
	вмещающие оруденение	с эпигенетическим пиритом	вмещающие оруденение	с эпигенетическим пиритом
1	48,9	51,6	603	1120
3	—	52,8	—	937
4	53,0	52,1	983	538
5	51,6	50	587	466

При довольно значительном разбросе величин средние значения отражательной способности пирита из урансодержащих песчаников различных горизонтов близки: 51,6 для пиритов из 1-го; 52,1 из 4-го и 52,8 — из 3-го. Наиболее низкие значения отражательной способности у пиритов из зоны восстановления.

Наиболее высокая твердость пирита (1120 кг/мм^2) отмечается у пирита из рудного песчаника 1-го горизонта (табл. 57, 60) и наиболее низкая (466 кг/мм^2) — у пирита из зоны восстановления.

Таблица 60

Величины твердости пирита, расположенные в порядке их убывания

№ п/п	Горизонт	Порода	Среднее значение твердости, кг/мм^2
1	4	Песчаник рудный	1120
2	2	Глина водоупорная	1034
3	4	Песчаник, вмещающий оруденение	983
4	4	Глина, вмещающая оруденение	961
5	3	Песчаник рудный	937
6	1	Глина рудная	792
7	1	Песчаник, вмещающий оруденение	603
8	5	То же	587
9	4	Песчаник рудный	532
10	5	Песчаник восстановленный	466

Твердость пирита в породах с эпигенетическим пиритом уменьшается от сравнительно более древних к более молодым осадкам. Возможно, что этот вывод случаен, так как возраст зон пластового окисления не зависит от возраста толщ, в которых они развиваются.

Как и для величин отражательной способности, отмечается, что в двух случаях из трех твердость пирита из пород с эпигенетическим пиритом ниже, чем твердость пирита из вмещающей оруденение толщи.

Возможно, твердость и отражательная способность эпигенетического пирита ниже тех же показателей у пирита более ранней генерации. Особенно характерно это для пирита из зоны восстановления, так как в породах этой зоны, по-видимому, присутствует только эпигенетическая и притом наиболее поздняя разновидность пирита.

Спектральные анализы пирита (см. табл. 62), отобранного из разновозрастных пород и различных эпигенетических зон показали, что в нем часто присутствуют в повышенных количествах Pb, Zn, Ni, Co, As. Мышьяк является вообще характерным элементом для сульфидов железа.

Содержание элементов-примесей в пиритах, отобранных из различных горизонтов и зон, довольно близкое, за исключением отдельных случаев. Так, в пиритах из отложений 5-го горизонта

обычно отмечается молибден, что можно объяснить наличием тонких присыпок молибденовой минерализации, которая приурочена к отложениям именно этого горизонта.

По сравнению с неизменными вмещающими породами отмечаются следующие повышенные содержания отдельных элементов: Ni — в пиритах оруденелых пород 1-го и восстановленных пород 5-го горизонтов; Cu, Pb, As — в пиритах из подзоны ореола рассеяния 4-го горизонта (Cu) и из горизонта 4a (As, Pb). В пиритах из оруденелых пород 1-го горизонта присутствует Ga, Mo, не отмеченные в пиритах из неизменных пород, и As — в пиритах из оруденелых пород 4-го горизонта (табл. 61, 62).

Таблица 61

Элементы-примеси в пиритах из эпигенетических подзон

Горизонт	Повышенные содержания по сравнению с неизменными породами			Отмечены в оруденелых породах*	Отмечены в неизменных породах**
	Подзона восстановления	Подзона оруденения	Ореол рассеяния урана		
1	—	Ni	—	Mo, Ga	Zn
4	—	—	Cu	As, Ag	Pb
4a	—	—	Pb, As	Zn, Sb	—
5	Ni	—	—	—	Hf, Pb, Zn

* В пиритах из неизменных пород не отмечены.

** В пиритах из пород эпигенетических подзон не отмечены.

Из приведенных данных видно, что нет отчетливых различий по величине и форме выделения, по элементам-примесям, по оптическим и другим свойствам между сульфидами различного генезиса. Можно лишь утверждать, что в пределах одной толщи пириты из рудных и нерудных участков несколько отличаются по отражательной способности, твердости и элементам-примесям.

Результаты химического анализа, показывают, что количество эпигенетического пирита не должно превышать первых десятых долей процента при содержании первичного сингенетического пирита до 1—2,5%. Об этом можно судить по тому, что содержание железа в рудных песках и песчаниках лишь на 0,2—0,35% превышает содержание железа в аналогичных безрудных породах. Судя по балансу форм железа, эта добавка происходит, в основном за счет железа сульфидного.

Таким образом, хотя минералогически и не представляется

Результаты спектрального

Горизонт	Зоны	Количество проб	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr
1	Глины водоупорной толщи	3	1	3,7	10n	0,04	0,036	0,007	0,066	0,0006	—
	Неизменные породы	2	0,005	0,05	10n	0,0095	0,005	0,005	0,005	0,005	—
	Зона оруденения	2	0,055	—	10n	0,005	0,05	0,005	0,01	0,001	—
4	Неизменные породы	3	0,67	1,34	>10	0,14	0,001	0,001	0,67	0,004	0,0002
	Ореол рассеяния	5	0,3	0,48	10	0,029	0,004	0,0038	0,34	0,0003	0,007
	Зона окисления	2	0,037	0,16	6,5	0,005	—	—	0,01	0,0005	—
4a	Неизменные породы	1	0,1	1	10	0,1	0,01	0,01	0,1	0,01	0,001
	Ореол рассеяния	7	0,06	0,07	10	0,02	0,006	0,007	0,017	0,002	—
	Зона окисления	2	0,55	0,1	10	0,055	0,01	0,005	0,01	0,005	—
5	Неизменные породы	4	0,3	0,08	>10	0,045	0,003	0,001	0,35	0,002	0,003
	Мо оруденение	3	0,38	0,036	8,33	0,14	0,003	0,001	0,37	0,005	0,005
	Зона восстановления	3	0,43	0,2	>10	0,069	0,007	0,002	0,43	0,005	0,002
	Зона уранонакопления	1	0,01	0,1	10	0,01	0,003	0,001	0,01	0,003	—

возможным выделить разновозрастные генерации сульфидов и проследить их взаимоотношения с урановым оруденением, данные химических анализов не оставляют сомнений в том, что в подзоне уранового оруденения наряду с образованием урановой минерализации происходит выпадение и сульфидов железа. Иными словами, эта подзона является одновременно зоной сульфидного (пиритно-го) обогащения.

Для отличий эпигенетического пирита от ранее образованного имеется один косвенный, но достоверный фактор, а именно: приуроченность эпигенетического пирита к контакту с зоной пластового окисления. Так как в неокисленных породах вблизи контакта с окисленными (зона уранонакопления) часто встречается в ассоциации с урановыми чернями тонкокристаллический пирит, можно предположить, что по форме выделения эпигенетический пирит, связанный с формированием зоны оруденения, — тонкокристаллический, почти до дисперсного. К тому же подобная форма выделения характерна и для других эпигенетических минералов: урановой черни, гидроокислов железа, молибденовых минералов.

Таблица 62

анализа пиритов, %

Mo	W	Zr	Hf	Cu	Pb	Ag	As	Zn	Sn	Ge	Ga
—	—	0,0036	—	0,007	0,37	—	—	—	—	0,0003	0,007
—	—	—	—	0,01	0,055	0,001	0,1	0,005	—	0,005	—
0,0005	—	—	—	0,01	0,055	0,0005	0,1	—	0,0005	0,0005	0,0005
—	—	0,034	0,003	0,004	0,01	—	—	0,003	0,0002	—	0,002
—	—	0,006	—	0,02	—	0,001	0,05	0,005	0,001	—	0,002
—	—	0,0037	—	0,003	—	—	—	—	0,005	—	—
—	—	0,01	—	0,01	0,01	—	0,1	—	0,001	0,001	0,001
0,0001	—	0,001	—	0,004	0,074	0,0004	0,285	0,006	0,004	—	0,0008
0,005	—	—	—	0,005	0,055	—	0,05	0,005	—	0,001	0,001
0,0001	—	0,25	0,015	0,005	0,011	—	0,35	0,007	0,0002	—	0,001
0,011	0,003	0,033	0,003	0,003	0,01	—	0,133	0,008	0,0003	—	0,002
0,0003	—	0,19	0,01	0,002	0,007	—	0,366	0,007	—	—	0,001
0,001	—	—	—	0,001	—	—	0,1	—	—	—	—

Пирит, образованный в зоне восстановления, хорошо огранен и несколько больше по размерам, что свидетельствует о различных условиях образования этих двух разновидностей эпигенетических сульфидов.

Приведенные на рис. 1 данные гидрохимии указывают на то, что как осаждение урана, так и железа происходит в условиях резкого изменения Eh. По материалам Р. М. Гаррельса (1954), пирит образуется при значениях Eh —325 мв. В наших условиях (см. рис. 1) пирит образуется при величине Eh ±50 мв. По экспериментальным исследованиям, проведенным Е. В. Рожковой (1965), гидротроилит начинает образовываться до +100 мв. Ассоциация пирит — гематит и гётит, отмеченная при минералогических исследованиях, также свидетельствует о низких значениях Eh в момент образования пирита. По всей вероятности, условия формирования минералов в природе не всегда отвечают расчетной физико-химической устойчивости минералов. Сульфиды железа могут формироваться в широком диапазоне Eh. Несовпадение между расчетными значениями и действительными условиями формиро-

вания минералов было отмечено М. Ф. Стащуком (1964), который наметил следующий ряд образований при восстановительных условиях: гидроокислы Fe → пирит → сидерит → магнетит.

Глава 7.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОНЫ ПЛАСТОВОГО ОКИСЛЕНИЯ

Особенности зоны пластового окисления и специфика изучения последней

Процессы окисления, происходящие в водопроницаемом пласте пород, приводят к образованию в них зоны пластового окисления, имеющей в разрезе клинообразную форму (см. рис. 1, 6, 16, 32). На изученных месторождениях зона пластового окисления формировалась при воздействии на породы нейтральных или слабощелочных кислородных гидрокарбонатных или сульфатных вод.

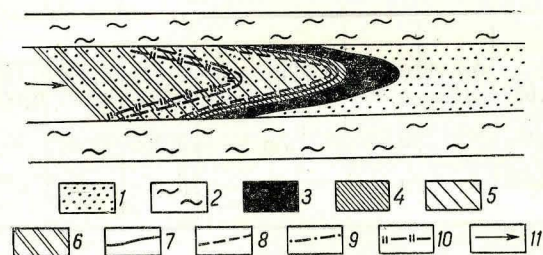


Рис. 44. Скорость окисления отдельных минералов
1 — песчаные породы; 2 — глинистые породы; 3 — зона оруденения; 4 — подзона частичного окисления; 5 — подзона неполного окисления; 6 — подзона полного окисления; 7 — граница окисления пирита, возможно и сидерита; 8 — граница окисления органического вещества и, возможно, сидерита; 9 — граница окисления глауконита; 10 — граница окисления хлорита; 11 — направление движения пластовых вод

Наиболее характерным процессом для зоны окисления является процесс окисления, сопровождающийся разрушением решетки минерала, переходом элемента в высшую валентность и фиксацией соответствующего минерала. Следовательно, при изучении окисленных, т. е. изменивших свой первоначальный облик, пород являются новообразованные минералы, а отдельные компоненты неизмененных пород исчезают.

Наиболее чувствительными к изменению физико-химических условий являются аутигенные минералы, содержащие в своем составе железо, в первую очередь сульфиды — пирит, марказит и карбонаты — сидерит, анкерит.

Двухвалентное железо, входящее в кристаллическую решетку аксессуарных минералов, является практически неподвижным, и эти минералы при окислении не изменяются.

К числу других эпигенетических изменений, происходящих при формировании зоны окисления, нужно отнести частичное изменение внешнего облика и отдельных свойств минералов (полевые шпаты, лейкоксен), вынос некоторых компонентов, в частности, U , S , $\text{C}_{\text{орг}}$, CO_2 , CaO .

Изменения, которые претерпевают основные, реакционно-способные минералы, были подробно описаны (Батулин и др., 1965), поэтому в табл. 63 приводится лишь список минералов и компонентов изученных пород с указанием изменений, которые они претерпевают в процессе формирования зон окисления.

Т. 63

Эпигенетические изменения, происходящие с минералами в ходе формирования зоны окисления

Минералы	Характер изменения
Аутигенные	
Пирит, марказит FeS_2 CaFeS_2 Анкерит, сидерит FeCO_3 Глауконит $\text{FeSi}_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Окисление с образованием гётит-гидрогётита, в редких случаях гематита Окисление с образованием гидрогематита, гётит-гидрогётита, сопровождается выносом Mg , Ca , CO_2 Окисление с образованием смеси гётит-гидрогётита и гидрослюда Изменение окраски, обусловленное окислением и выносом органического вещества и железа. Пористость. Частичный вынос U .
Фосфат кальция $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	
Терригенные	
Магнетит Fe_3O_4 Гематит Fe_2O_3 Ильменит FeTiO_3	Окисление с образованием гётита (?) Частичная гидратация Лейкоксенизация, окисление с возможным образованием гематита и рутила (?) Окисление с образованием смеси гидрогематита-гётит-гидрогётита с гидрослюдой. Гидратация Окисление с выносом U , $\text{C}_{\text{орг}}$, H и увеличением содержания воды
Хлорит $\text{Fe}_2\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ Биотит $\text{KFe}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ Растительные остатки	

Изменение минералов двухвалентного железа происходит по направлению от контакта с неокисленными породами, усиливаясь в глубь зоны пластового окисления.

По степени окисленности компонентов породы в зоне пластового окисления можно выделить три следующие подзоны по направлению против потока грунтовых вод: частичного окисления, неполного окисления трудноокисляемых минералов, полного окисления (см. рис. 1).

При изучении вещественного состава пород и результатов процесса окисления выяснилось, что наиболее легко окисляемыми минералами являются сульфиды железа, в частности пирит, граница окисления которого почти совпадает с выклиниванием зоны пластового окисления (рис. 44). К легко окисляемым относятся также органическое вещество и карбонаты (сидерит). Эти компоненты пород окисляются даже в подзоне частичного окисления.

Наиболее устойчивыми к окислению оказались силикаты (глауконит, хлорит), которые еще сохраняются в подзоне неполного окисления трудноокисляемых минералов (см. рис. 44).

Скорость и интенсивность окисления в первую очередь легко окисляемых компонентов зависят как от величины и формы их выделения, так и от некоторых первоначальных свойств породы.

Одни и те же минералы в песчаной породе окисляются быстрее, чем в глинистой. В рыхлом бескарбонатном песке пирит окисляется очень быстро, особенно если в породе его мало. Реликты неизмененного пирита обычно встречаются только в более крупных и массивных выделениях в подзоне частичного окисления. В карбонатном песчанике окисление сульфидов происходит гораздо медленнее, в них довольно часто встречаются зерна полуокисленного пирита, в то время как в некарбонатных породах присутствуют либо неокисленные зерна пирита, либо псевдоморфозы гетита по пириту. Марказит, вероятно, окисляется быстрее пирита, так как в окисленных участках пород в основном наблюдается только последний. То же можно утверждать и о сидерите. Начальные стадии окисления сидерита отмечаются в основном в более крупных стяжениях, особенно в карбонатных породах. По всей вероятности, сидерит окисляется несколько быстрее пирита.

Скорость окисления трудноокисляемых минералов также зависит от их ассоциаций с другими минералами. Так, хлорит в подзоне частичного окисления начинает окисляться быстрее, когда среди его листочков имеются кристаллики пирита. При окислении последних образуется псевдоморфоза гетита, часто с реликтами пирита внутри. Вокруг псевдоморфозы образуется небольшой ореол гидроокислов железа. Они не полируются и менее плотные, чем в случае образования псевдоморфозы по пириту.

Хлорит вблизи этих псевдоморфоз тоже окисляется, приобретая буроватый цвет. Участки его, непосредственно не прилегающие к пириту, остаются неокисленными.

Основными новообразованными минералами, отличающими зону пластового окисления от неизменных пород, являются гидроокислы железа, представленные гетит-гидрогетитом, в отдельных случаях гидрогематитом, гематитом. Широкое развитие гетит-гидрогетита обуславливает желтоватые окраски пород зон окисления. Менее распространенными минералами зон пластового окисления являются окислы и гидроокислы марганца, самородная сера, а также лейкоксен. Для зон поверхностного окисления наряду с окислами и гидроокислами железа и марганца характерными яв-

ляются вторичные минералы урана, гипс, ярозит и целестин. Вторичные минералы урана представлены карбонатами и силикатами. В местах наложения зоны поверхностного окисления на зону пластового окисления в одном участке был встречен малоизвестный натриевый отенит. Этот минерал детально описан в специальной работе (Ершова и др. 1968), здесь в табл. 64 приведены лишь основные его свойства.

Таблица 64

Характеристика натроотенита		
Показатели	Натроотенит	
	I	II
Сингония	Тетрагональная	
Облик кристаллов	Таблитчато-пластинчатый	
Агрегаты	Сноповидные, таблитчатые, розетчатые	
Размер агрегатов, см	До 0,5—0,7	До 0,1
Цвет	Желтовато-зеленый, травяно-зеленый	Желтовато-зеленый
Блеск	Перламутровый по плоскостям спайности (001), в другом направлении стеклянный	
Твердость	2	2
Уд. вес, г/см ³	3,6—3,65	3,65 (?)
Цвет люминесценции	Яркий зеленовато-голубовато-желтый	
Оптический характер	Отрицательные, одноосные	
N_g	1,590	1,573
N_p	1,558	1,558
Плеохроизм	От бесцветного (N_p) до желтого (N_g , N_p)	
$N_g - N_p$	0,032	—
Диэлектрическая проницаемость	24,41	10,04

При изучении новообразованных минералов зоны пластового окисления важно установить их природу, т. е. выяснить, являются ли они продуктом изменения бывших здесь ранее минералов или они отложились и раскристаллизовались из веществ, привнесенных извне. Эта задача решается в основном путем сравнительного изучения распространения и форм выделения минералов в неизменных и измененных породах. Применительно к изучаемому объекту особенно тщательно сравнивается распределение и форма выделения минералов двухвалентного железа в неизменных породах и гидроокислов железа — в окисленных.

Ввиду того что при окислении порода меняет свой облик, в зоне окисления очень трудно выделять минеральные типы и сопоставлять их с неокисленными аналогами.

Приступать к изучению зоны пластового окисления следует только после тщательного изучения как неизменных, так и оруденых пород, на которые накладываются процессы окисления.

При изучении зоны пластового окисления мы наблюдаем породы, окрашенные в яркие цвета различной интенсивности. Смена окраски пород от серой до рыжеватых является свидетельством изменений, происшедших в породе. Интенсивность окраски в общем

Таблица 65

Содержание железа в светло-желтых песках

№ проб	Содержание железа, %
4	1,25
5	0,85
6	1,41
7	0,98
11	0,81
17	1,37
19	1,48

зависит от содержания железа в породе. Обычно одинаково окрашенные разновидности пород имеют близкое содержание железа, но могут быть и значительные отклонения. Например, содержание валового железа в желтых, светло-желтых песках в отдельных случаях колеблется от 0,81 до 1,48% (табл. 65). Очевидно, что хотя окраска пород и зависит от содержания в них

железа, однако, кроме этого, имеют значение размерность зерна, степень окисления минералов и другие причины.

Окислы и гидроокислы железа — характерные минералы зоны пластового окисления

Окислы и гидроокислы железа являются наиболее характерными и широко распространенными минералами зоны пластового окисления. Представлены они в основном гётит-гидрогётитом.

По форме выделения, физическим и другим свойствам можно различать две их разновидности: псевдоморфозы и сгусткообразные или землистые распыленные охристые выделения на зернах различных минералов и в цементе пород.

Псевдоморфозы гидроокислов железа по различным минералам железа темно-коричневого, красновато-коричневого цвета сохраняются, как правило, в краевых участках зоны окисления или в участках, где раньше были повышенные скопления минералов двухвалентного железа (базальные слои). В участках зоны окисления, значительно удаленных от контакта с неизменными породами, где породы сильно проработаны кислородсодержащими подземными водами, псевдоморфозы гидроокислов железа не сохраняются, и гидроокислы железа наблюдаются здесь в виде тонкораспыленных образований. Однако морфологические свойства гидроокислов железа обычно зависят не только от длительности воздействия на них кислородсодержащих подземных вод, но и от свойств породы и в первую очередь от количества и величины выделений железосодержащих минералов. При наличии их сравнительно крупных выделений остаточные гидроокислы железа могут сохраниться в любой части профиля. И наоборот, при окислении мельчайших выделений пирита гидроокислы железа могут быстро

превратиться в охру. Породы с большим количеством железа, особенно пиритного, у выклинивания зоны лимонитизации содержат много охры, в то время как породы с малым содержанием железа содержат мало охры и в более глубоких частях зоны. В общем же обе разновидности гидроокислов железа могут быть в тех или иных количествах в любой части зоны окисления.

Выделенные разновидности гидроокислов железа различаются не только по своей морфологии, но и по другим свойствам: псевдоморфозы представлены гётитом или смесью гётита с гидрогётитом, порошковатые гидроокислы железа — обычно гидрогётитом, что подтверждается результатами рентгеноструктурного и термического анализов. Как правило, псевдоморфозы гётита по пириту плотные, полирующие, с довольно высоким рельефом, отражательной способностью и твердостью (табл. 66). Они обладают хорошо выраженными внутренними рефлексам и слабой анизотропией.

Порошковатые разновидности гидроокислов железа не полируются, их внутренние рефлекс — от бурого-желтого до буровато-красного цвета.

Таблица 66

Твердость и отражательная способность гётита

№ проб	Отражательная способность, %	Твердость	
		$H, \text{ кг/мм}^2$	H_0
1	16,0	500	5,6
2	14,5	520	5,6
3	13,8	162	3,8

Сравнительно равномерное распределение пылеватых гидроокислов железа и отсутствие или небольшое количество псевдоморфоз, в участках, подвергшихся длительному воздействию пластовых вод, свидетельствует, по-видимому, о местном механическом перераспределении гидроокислов железа.

Наряду с описанными встречаются менее распространенные окислы и гидроокислы железа, окрашенные в ярко-красные, вишнево-красные, фиолетово-красные тона. Они наблюдаются совместно с желтыми гидроокислами железа, либо в центральной части зон пластового окисления, либо такие красные гидроокислы железа занимают обширные площади. В первом случае красные гидроокислы железа придают породе пятнистый вид и розоватый или красноватый оттенок, во втором — вся порода окрашена в яркий малиново-красный или темно-вишневый цвет. В участках наложения процессов восстановления на окисленные породы вишнево-красные окислы приурочены к приконтактной части зоны окисления, ассоциируя с урановой минерализацией и сульфидами железа.

Распределение красных гидроокислов железа в породах разнообразно, но его можно свести к следующим пяти основным видам.

1. Обширные площади, часто контролируемые ровным характером распределения.

2. Выделения в виде сыпи в ассоциации с окислами урана и пиритом на периферии зоны пластового окисления в участках с наложением процессов восстановления.

3. Мелкие кучные выделения, цементирующие песчаник. Обычно бывает неравномерное и совместное распределение красных и желтых гидроокислов железа. При этом красные гидроокислы образуют небольшие кучные скопления, а желтые — несколько больше размазаны и распространены на большей площади.

4. Красные гидроокислы обычно концентрируются около глинистых пород, образуя вокруг них ярко-красную кайму шириной до 2—3 мм. В пределах этой каймы наблюдается чередование окрасок песка: у контакта с глиной — бурая, затем красная, а еще дальше — охристо-желтая. Местами вокруг линзочек пепельно-серых глин образуются кучные выделения красных гидроокислов.

5. Предположительно псевдоморфозы красных гидроокислов железа по пириту.

По всей вероятности, нужно различать две формы красных гидроокислов железа:

1. Гидроокислы, слагающие отдельные участки в псевдоморфозах, сгустках и т. п., являющиеся результатом окисления железосодержащих минералов. При этом образуется целый ряд гидроокислов железа с цветовой гаммой от желтых через красно-бурые до красных. Не исключено, что окраска гидроокислов железа зависит от количества воды в минерале.

2. Гидроокислы железа в виде порошковатых налетов на различных зернах без видимой связи с железосодержащими минералами. Форма выделения этих гидроокислов такая же, как у черной, желтых гидроокислов и тонкокристаллического пирита.

Диагностика окислов железа не менее сложна, чем диагностика окислов урана. При микроскопическом изучении уверенно можно диагностировать лишь более плотные полирующие разновидности, как, например, псевдоморфозы и корочки. Неполирующиеся, пылеватые гидроокислы железа лучше изучать в прозрачно-полированных шлифах, где удастся наблюдать их внутренние рефлексy.

Диагностика минерала производится по комплексу признаков: цвету внутренних рефлексов (ярко-красные — ряд гематита; бурые, желтые — ряд гётита), данным термического и рентгеноструктурного анализов. Однако даже применение указанных анализов не всегда приводило к положительным результатам вследствие трудности получения представительного материала и по другим причинам. Пришлось изучать концентраты, полученные с помощью озвучивания песка, содержащего в одном случае красные пылеватые гидроокислы, в другом — буровато-желтые.

На кривых нагревания концентрата (рис. 45) из красных песков не отмечалось эффектов, характерных для окислов и гидроокислов железа, хотя содержание Fe_2O_3 в анализируемом материале было не ниже 13%, а максимальное достигало 39%. Точность термического анализа, как известно, зависит от качества анализируемой

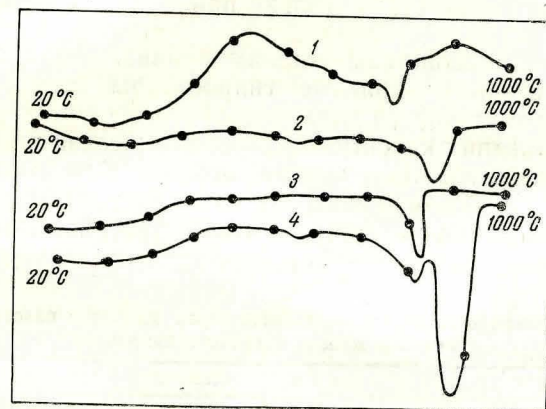


Рис. 45. Кривые нагревания концентрата из красных песков, полученных отмучиванием (кривая 1), ультразвуком (кривая 2) и оттиранием (кривая 3, 4). Кривая 1 — кальцит с примесью сидерита и каолинита, содержание Fe_2O_3 — 13,3%; кривая 2 — кальцит, содержание Fe_2O_3 — 39,4%; кривая 3 — кальцит, содержание Fe_2O_3 27,4%; кривая 4 — доломит с примесью кальцита, содержание Fe_2O_3 25,8%.

смеси. В частности, кварц погашает эффекты, а в смеси с каолинитом гётитовый пик появляется при содержании $\text{Fe} > 10\%$. Если бы в анализируемом концентрате был водный окисел железа, на кривых нагревания это должно было отразиться. Возможно, на 4-й кривой (см. рис. 45) небольшой неотчетливо выраженный экзо-

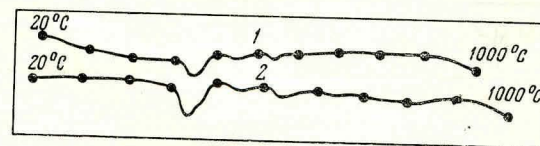


Рис. 46. Кривые нагревания гётита из желтого песка. Концентрат получен с помощью ультразвука, содержание Fe_2O_3 52% (кривая 2) и 53,80% (кривая 1).

термический эффект при 350°C обязан наличию гематита. Полученные кривые позволяют утверждать, что водных окислов железа в исследуемом материале не содержалось. Данные рентгеноструктурного анализа показывают, что исследуемый концентрат представлен гематитом.

Другая картина получилась при термическом анализе концентрата из желтых песков. На кривых нагревания (рис. 46) отме-

чается четкий экзотермический эффект между 300 и 400°С, характерный для гётитов (Горбунов и др., 1952; Чухров, 1955). Рентгеноструктурный анализ также подтверждает наличие гётита. Очевидно, при диагностике окислов железа следует предпочитать данные рентгеноструктурного анализа, термический же анализ дает надежные результаты только при наличии водных окислов железа.

По оптическим свойствам — ярким рубиново-красным внутренним рефлексам — темно-красные гидроокислы железа соответствуют окислам гематитового ряда.

При прокаливании красные гидроокислы железа не изменяются, в то время как желтые переходят в красные. Как те, так и другие растворяются в 3—5%-ной HCl.

Суммируя полученные данные, можно утверждать, что желтые

Таблица 67

Результаты спектрального анализа зерен кварца с налетами окислов железа и чистого кварца

Содержание элементов, %	Элементы				
	проба 13			проба 14	
	кварц	кварц с налетами		кварц	кварц с налетами гётита
		гётита	гематита		
10 n	Si	Si	Si	Si	—
1,0	Al	—	—	—	Fe
0,3	Ca	Fe	Al	Al	Si, Al, Ti
0,1	Mg, Ti	Al	Ca, Fe	Ca	Mg, Ca
0,03	Fe, Na	Na	Mg	Mg	Mn
0,01	Sr, Zr, Ba	Mg	Ti, Na	Na, Fe, Sr	Cu
0,006	—	Zn	—	—	—
0,003	Mn	Ti, Cu, Mn	—	Ti	—
0,001	Cu, Y, Ga	—	Mn, Zr, Cu	Mn, Cu, Pb, Be	V, Pb

и желто-бурые окислы представлены минералами гётитового ряда, а красные, красно-вишневые — минералами гематитового.

Ввиду дисперсности выделений гидроокислов железа судить об элементах-примесях в них трудно. Примерное представление об этом получается при сравнении результатов спектрального анализа чистого кварца и зерен его с налетами различных гидроокислов железа. Кварц с налетами желтых гидроокислов железа (табл. 67) характеризуется присутствием Zn, Pb (0,006, 0,001%), которых нет в чистом кварце без налетов. Другая проанализированная проба (№ 14) подобных результатов не дала. Кварц с налетами красных гидроокислов оказался менее обогащенным примесями. По всей вероятности, гидроокислы железа не несут дополнительных или более высоких концентраций каких-либо элементов.

К тому, что ранее сообщалось о формах и характере распределения различных окрашенных гидроокислов железа, необходимо добавить, что гётит-гидрогётит образует псевдоморфозы по минералам двухвалентного железа и землистые охристые выделения на зернах различных минералов и в цементе пород.

О процессах замещения при окислении различных минералов гётитом свидетельствует наличие в нем реликтов, в том числе пирита. Замещение сидерита гётитом наблюдается не только визуально или оптическими методами, но и по кривым нагревания. Так, на рис. 47 приведены термические кривые сидерита, образующего стяжение овальной формы. Стяжение сидерита с поверхности окислено, внутренняя часть — неокисленная, бежево-серого цвета. Термическому анализу был подвергнут отдельно материал из внутренней неокисленной и внешней окисленной частей. Кривые нагревания этого материала очень сходны и соответствуют в общих чертах кривой нагревания сидерита (см. рис. 47, кривые I и II). Но на кривой нагревания сидерита из внешней части стяжения, в первую очередь подвергшейся окислению, намечается низкотемпературный (310°С) пик, характерный для гётита. Когда стяжение целиком окислено, оно полностью замещается гётитом, что отражено на кривых нагревания подобного стяжения, представляющего псевдоморфозу гётита по сидериту (см. рис. 47, кривые III и IV).

Гематит и гидрогематит в зонах окисления распространены значительно меньше охарактеризованных минералов. Эти минералы представлены главным образом порошковатыми разностями без

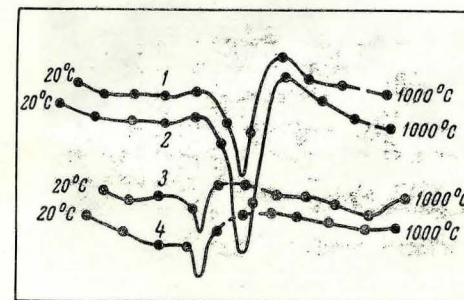


Рис. 47. Кривая нагревания сидерита и продуктов его окисления
I—II — сидерит. Кривая I — сидерит с примесью гётита (внешняя часть стяжения); кривая II — сидерит (внутренняя часть стяжения); III — гётит из внешней части стяжения; IV — гётит из внутренней части стяжения

видимой связи с железосодержащими минералами. Они пропитывают цемент пород, покрывают зерна различных минералов, в редких случаях имеют округлую форму (рис. 48). Обычно выделения их настолько тонки, что распознаются только по их ярко-красным и рубиново-красным внутренним рефлексам. Бóльшей частью эти окислы полупрозрачные, полируются лишь отдельные очень мелкие более плотные их участки (см. рис. 48). В псевдоморфозах красные окислы железа либо не встречаются, либо встречаются среди гётита в крайне ограниченном количестве.

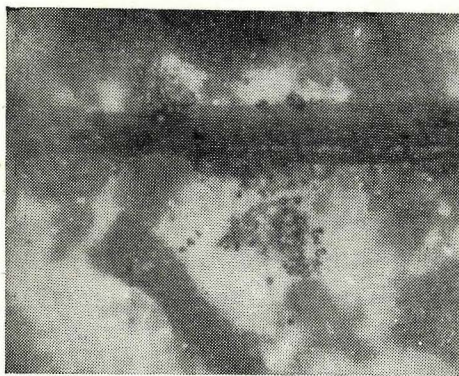


Рис. 48. Округлые выделения красных окислов железа. Снято в отраженном свете без анализатора. Ув. 575

Взаимоотношения красных и желтых гидроокислов железа проследить довольно трудно. В некоторых случаях было замечено, что красные гидроокислы как бы пересекаются желтыми, хотя наблюдаются и обратные случаи. Очевидно, в одних случаях красные гидроокислы железа древнее желтых, в других — моложе. Последнее особенно четко отмечается в участках с наложением процессов восстановления на окисленные породы. Здесь во всех случаях совместного нахождения желтых гидроокислов (гидрогётит) и красных (гематит) отчетливо видно, что мелкая сыпь гематитовых глобулей выделяется на гидрогётите.

Характер распределения желтых и красных окислов и гидроокислов железа, а также пространственное их взаимоотношение свидетельствуют о различном их образовании, но условия образования красных гидроокислов железа остаются не вполне выясненными.

Ф. В. Чухров (1955) считает, что окраска водной окиси железа (от желтой до фиолетово-красной) объясняется различием в величине частиц и в их кристаллической структуре.

Исходя из представления о зависимости размера кристаллита от способа образования осадка, можно было бы по аналогии с данными Н. С. Курнакова и Е. Я. Роде (1938) высказать предположение об образовании желтых гидроокислов железа путем медленного гидролиза растворенных солей железа или коагуляции водных взвесей гидратов окислов железа, возникающих при окислении железосодержащих минералов. Красные же гидроокислы железа, обладающие более мелкими размерами кристаллитов, чем желтые, могут быть, по данным Ф. В. Чухрова (1955), результатом быстрого гидролиза и коагуляции растворимых соединений окис-

ного железа. Однако с этими представлениями не согласуется, во-первых, наличие, правда, редких псевдоморфоз красных гидроокислов железа по пириту и хлориту, а также совместное нахождение красных и желтых гидроокислов в псевдоморфозах, и, во-вторых, зональное распределение красных и желтых гидроокислов у контакта глин с песком. Кроме того, размер кристаллитов изученных порошковых желтых и красных гидроокислов идентичны (десять доли микрона).

Данбар и Роджерс (1962) установили, что в лабораторных условиях при нормальной температуре и давлении окисное железо выпадает в виде гётита, который в чистой воде устойчив и, как правило, не обезжелезивается до гематита, пока температура не превысит 130°С. В слабо кислых растворах температура дегидратации гётита несколько ниже. Тьюнел и Позняк (Tunell, Posnjak, 1931) сообщают, что в 10%-ной HCl гётит превращается в гематит при температуре примерно 100°С в течение нескольких недель.

Руфф (Ruff, 1901) показал, что полученный им красный аморфный осадок окиси железа по истечении 6 лет имел состав гидрогематита, а по прошествии следующих 9 лет перешел в гидрогётит. Переход красного осадка в бурый, по данным Руффа, происходит под слоем воды до температуры около 42,5°С. При температуре 42,5—62,5°С тот же осадок переходит в гётит, а при более высокой — в гидрогематит.

Для выяснения происхождения гётита, который является важной составной частью криворожских красковых руд (гётит-гематитовых), Ю. М. Епатко (1964) экспериментально изучил окисление сидерита и железистого хлорита (афрасидерит). При температуре 95°С, давлении 95 атм, pH 2,5, времени опыта 600 час продуктом окисления сидерита является гётит. Окисление сидерита происходит только в присутствии свободного кислорода. При окислении сидерита образуются промежуточные продукты, относящиеся, вероятно, к гидроокислам железа непостоянного состава. Гематит в этих условиях мог образоваться только как метастабильный минерал. Хлорит в условиях опыта остался неизменным.

Результаты проведенных экспериментальных работ свидетельствуют о том, что красные окислы железа (гематит) в отличие от желтых образовались в условиях более повышенных температур. Причину этого следует искать в специфике геологической обстановки.

Эпигенетическая зональность в окисленных породах

При возникновении зоны пластового окисления кислородсодержащие пластовые воды взаимодействуют с железосодержащими компонентами вмещающей толщи, и кислород постепенно расходуется на окисление последних. Вследствие постепенности этого процесса минералы, содержащие железо, имеют различную степень окисленности по направлению от выклинивания зоны пласто-

вого окисления к её началу, т. е. от участков с минимальным содержанием кислорода к участкам с максимальным содержанием его (см. рис. 1). Намечается определенная последовательность окисления минералов. В подзоне частичного окисления начинают окисляться сульфиды, карбонаты железа, органическое вещество; в подзоне неполного окисления эти компоненты окислены, обесцвечены фосфориты, лейкоксенизирован ильменит. Глауконит, хлорит, биотит окислены в начальной стадии — по трещинкам с поверхности, вблизи псевдоморфоз гётита по пириту. В зоне полного окисления окислены в основном все минералы, содержащие двухвалентное железо.

Каждая из подзон имеет свои геохимические особенности, которые выражаются в уменьшении содержания кислорода и, вероятно, величины окислительно-восстановительного потенциала и pH. Хотя эпигенетическая минералого-геохимическая зональность соответствует и является отражением гидрохимической зональности пластовых вод, выделить названные подзоны по анализам воды невозможно, так как нельзя отобрать пробы воды в чистом виде из каждой подзоны. По породам же эти подзоны легко выделить, хотя они и постепенно переходят одна в другую.

Степень окисленности минералов можно использовать при поисках месторождений инфильтрационного типа. Так как подобные месторождения формируются у выклинивания зоны пластового окисления, то основным критерием при поисках этих месторождений является наличие границы окисленных и неокисленных пород. По степени окисленности минералов можно судить о близости или удаленности этой границы, а следовательно, о сгущении или разрежении сети поискового бурения. При этом следует учитывать особенности вещественного состава и соответственно скорость окисления минералов.

На рис. 49 приведена схема последовательности изучения зоны пластового окисления. Согласно этой схеме сначала, как и при изучении любых тонкодисперсных минералов, важно получить представительный материал для детального изучения и последующей диагностики минералов с применением различных методов. Затем необходимо картирование с последующим получением разрезов или карт и, наконец, выполняется анализ всего изученного материала, который, учитывая результаты изучения также вещественного состава, позволяет определить эпигенетическую зональность.

Глава 8.

СХЕМА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

При изучении вещественного состава осадочных пород, вмещающих эпигенетические месторождения, и новообразований, возникающих в процессе формирования рудоконтролирующей зональ-

ности, установлен рациональный комплекс необходимых методов подобного изучения. Вместе с этим удалось разработать схему последовательности изучения каждого вида эпигенетических новообразований и вещественного состава инфильтрационных месторождений в целом (см. рис. 11, 33, 39, 49, 50). Сводная схема изучения вещественного состава, приведенная на рис. 50, включает все стадии исследования — от описания проб и изучения

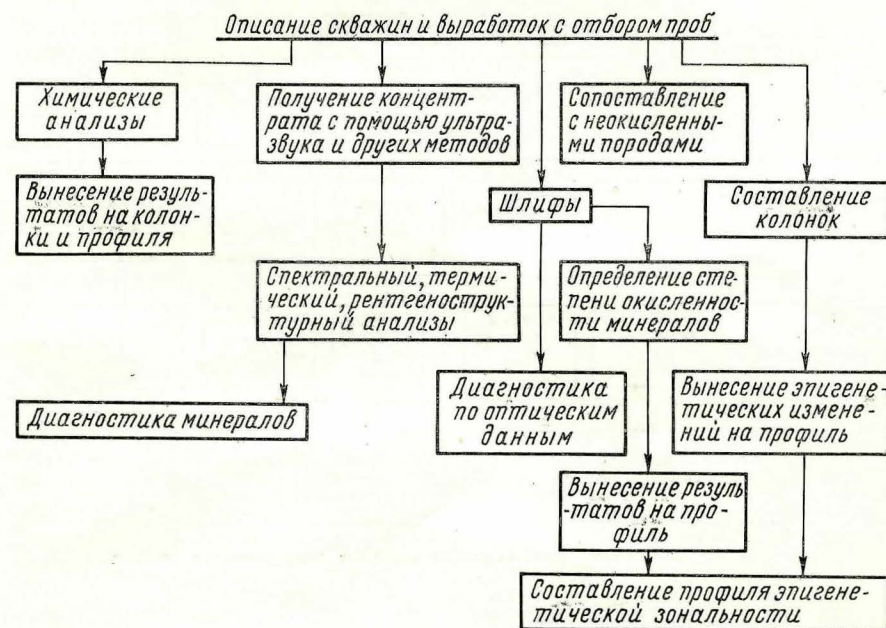


Рис. 49. Схема последовательности изучения зоны пластового окисления

материала в полевых условиях до детальных камеральных исследований. Как и схемы изучения отдельных видов минерализации, сводная схема изучения вещественного состава включает несколько этапов: а) опробование; б) получение материала для детального исследования; в) изучение полученного материала всеми доступными методами; г) анализ полученных данных; д) диагностика изучаемых минералов.

В результате всех полученных данных можно судить о генезисе минералов, делать выводы о миграции элементов, составлять схемы эпигенетической зональности и устанавливать поисковые критерии.

На изображенной схеме (см. рис. 50) учтены только методы изучения вещественного состава, которые являются составной частью комплекса методов, необходимых для всестороннего изучения эпигенетических месторождений. Среди этих методов не нашло отражения изучение органического вещества пластовых вод.

Ряд авторов (Брегер, Дьюл, 1958; Германов и др., 1959; Евсеева, Перельман, 1962) придают большое значение роли органического вещества при образовании месторождений инфильтрационного типа.

Данные, полученные на изучаемых объектах (см. табл. 69), указывают на невысокое содержание $C_{орг}$ в породах. Оно выражается сотыми и десятными долями процента. Минимальное содер-

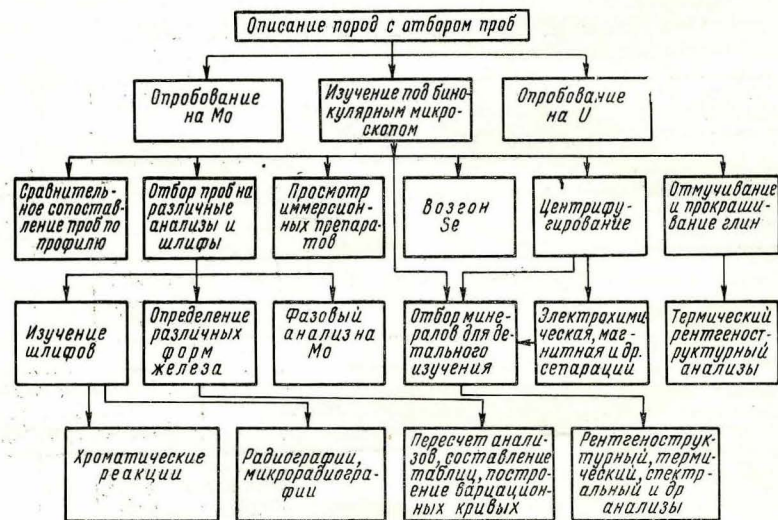


Рис. 50. Схема последовательности изучения вещественного состава

жание его наблюдалось на одном из участков, сложенном пиритовым геохимическим типом пород, а максимальное — в хлорит-сидеритовом типе пород. Содержание $C_{орг}$ в породах безрудного участка оказалось не меньше, чем в породах, содержащих уран.

Зависимости содержания урана и пирита от содержания $C_{орг}$ (см. табл. 69) в изучаемых породах не установлено, и, по-видимому, основное значение имеет органическое вещество пластовых вод. В частности, вероятно, снижение Eh пластовых вод до отрицательных значений у границы зоны пластового окисления происходит в связи с протекающими здесь реакциями биохимического окисления органического вещества, растворенного в водах. Существующие представления по влиянию органического вещества, находящегося в придонных водах, на переход урана в твердую фазу рассмотрены в работе Т. П. Поповой (1962). Автор отмечает, что органическое вещество способствует созданию восстановительной геохимической обстановки (иногда с более отрицательной величиной Eh , чем это свойственно сероводородным водам), удерживающей уран в четырехвалентной форме. Этому, по-видимому, содействуют продукты жизнедеятельности бактерий, всегда присутствующие в природных условиях.

Глава 9.

УРАНОВАЯ, МОЛИБДЕНОВАЯ, СЕЛЕНОВАЯ И ДРУГИЕ ВИДЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЙ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Для эпигенетических инфильтрационных месторождений характерно формирование минералогической зональности в области геохимического барьера на пути миграции как урана, так и многих других элементов, в частности, селена и молибдена, когда окислительные условия сменяются восстановительными. Факторами, контролирующими восстановление, осаждение и устойчивость различных элементов, являются значения Eh и pH . Неодинаковая устойчивость соединений урана, молибдена, селена, железа в зависимости от Eh и pH и приводит к формированию минералогической зональности. Так, в силу своих физико-химических свойств вначале должен выпадать селен (при положительном значении Eh), т. е. еще в окислительных для железа и урана условиях, а потом уже, преимущественно при отрицательных значениях Eh , выпадают уран и затем молибден. В связи с этим по направлению от окисленных пород к неокисленным вначале фиксируется селеновое оруденение, которое предшествует урановому (см. рис. 32). Селен концентрируется во внутренней части роллового уранового тела, локализуясь отчасти в урановой руде, а в основном за ее контуром, в направлении окисленных пород. В общей схеме зональности селен в большей своей части располагается на выклинивании зоны окисления (подзоны частичного и неполного окисления) и в подзоне рудного тела зоны уранонакопления.

Урановое оруденение окаймляет выклинивание зоны пластового окисления, располагаясь в серых неокисленных породах непосредственно у контакта с окисленными или иногда несколько отступая от него.

Молибденовая минерализация является замыкающей в парагенетическом ряду эпигенетических новообразований. В отличие от селенового оруденения повышенные содержания молибдена отмечаются во внешних частях урановых роллов как в руде, так в основном и за ее пределами, облекая роллы с внешней стороны. В эпигенетической зональности основная часть молибдена локализуется за внешним контуром (вниз по потоку) уранового оруденения, перекрывая в приконтактных участках подзону уранового ореола и частично подзону рудного тела (см. рис. 1 и 32). В зоне пластового окисления молибден встречается в единичных случаях в тех участках, где предполагается наложение на окисленные породы процессов восстановления.

Эпигенетическая зональность выявляется при анализе распределения минеральных типов или эпигенетических изменений и последующего объединения в одну зону минеральных типов с общими характерными чертами. Например, все минеральные типы

с повышенным содержанием урана объединяются в зону уранонакопления.

Изучение эпигенетической зональности является основным этапом при выявлении взаимоотношений отдельных компонентов, так как эти взаимоотношения косвенно вытекают из распределения компонентов по площади в разрезе и по простиранию. Часто только по зональности можно судить о характере генезиса изучаемых компонентов. Например, повышенное содержание железа (сульфидного), урана, селена, молибдена, непосредственно у контакта с зоной пластового окисления указывает на то, что концентрация указанных элементов, безусловно, является следствием формирования этой зоны. Иными словами, в данном случае возникли новообразованные, эпигенетические минералы.

Другую картину представляет распределение хлорита или карбоната в рудовмещающей толще. Независимо от наличия или отсутствия зоны пластового окисления хлорит присутствует во всей толще, образуя наибольшие скопления по плоскостям напластования. Повышенные содержания карбоната в рыхлых отложениях приурочены к базальным основаниям совместно с растительными остатками и фосфатом кальция. Особенности распределения как хлорита, так и карбоната обусловлены свойствами самой вмещающей толщи, или, как отмечает Е. А. Головин (1965), они подчиняются фациальному контролю и их следует относить к сингенетическим.

Основным методом изучения эпигенетической зональности является метод минералого-геохимического картирования, посредством которого удается установить степень изменения и характер минеральных типов в процессе формирования зональности. При этом в случае выделения минеральных типов сравнению подвергаются минеральные типы одного ряда. Важно сравнить данный тип не только с исходным минеральным типом, но и соседними членами этого ряда. Другими словами, в области развития эпигенетической зональности минеральные типы каждой выделенной подзоны сравниваются с аналогичными из зоны эпигенетически неокисленных безрудных пород и соседних зон и подзон.

В случае, когда минеральные типы не выделяются, сравнению подвергаются однотипные породы — безрудные, рудные, окисленные. Все изменения фиксируются на колонках и затем выносятся на профили, в пределах которых затем выделяются зоны и подзоны с одинаковыми соответствующими признаками: по степени окисленности минералов, по наличию окислов урана, молибденовой минерализации и другим признакам.

При изучении эпигенетической зональности выявляются как закономерные явления — зональные, так и незакономерные, не укладывающиеся в зональность. Так, на отдельных участках изученных месторождений наряду с обычными зонами и подзонами, как уже отмечалось, были выявлены участки серых пород, располагающиеся между оруденением и зоной окисления (см. рис. 8).

Эти удлиненные в плане полосы серых пород приурочены к тектоническим нарушениям, не связанным с формированием зон пластового окисления. Само расположение указанных серых пород, а также то, что они представлены рыхлыми породами, которые должны были бы окислиться в первую очередь и некоторые другие признаки, позволили утверждать, что в данных случаях произошли восстановительные процессы более поздние, но наложившиеся на зону окисления.

Минералы	Зона окисления	Зона восстановления	Минералы
Гётит, гидрогётит	Fe	Fe	Пирит, марказит
	U	U	Урановые черны, смолна
	Se	Se	Самородный селен
	Mo	Mo	Иордизит, ильземанит, фемолит

Наклонная штриховка — зона окисления элемента
Вертикальная штриховка — зона восстановления элемента

Рис. 51. Сопоставление зон окисления — восстановления различных элементов

На основании данных минералого-геохимического картирования и последующего детального сравнительного изучения материала, отобранного в процессе этого картирования, была разработана и подробно описана рудоконтролирующая эпигенетическая зональность (Каширцева, 1964; Батулин и др., 1965). Здесь уместно лишь указать, что обязательными членами этой зональности являются две эпигенетические зоны: зона пластового окисления и зона уранонакопления (см. рис. 1, 16, 32). В пределах зон выделены подзоны: в зоне пластового окисления три подзоны по степени окисленности минералов, в зоне уранонакопления четыре — пять подзон. Эта схема практически удобна в связи с тем, что зоны визуальнo резко различаются по цвету. Она несколько не соответствует геохимически, так как основным показателем для зоны окисления является железо, для зоны уранонакопления — уран. По всей вероятности, целесообразнее говорить о зонах окисления и восстановления. Граница зоны окисления совпадает с границей распространения не всех элементов. Так, для железа, урана, частично для молибдена она совпадает, хотя последний чаще концентрируется несколько в удалении от этой границы. Граница окисления селена опережает таковую для железа и урана. На рис. 51 дано сопоставление зон окисления и восстановления для каждого элемента и для минералов, представляющих эти элементы в рассматриваемых зонах.

В связи с тем что зоны пластового окисления и восстановления формируются как единое целое, выделять эти зоны для каждого элемента вряд ли целесообразно. Удобнее пользоваться схемой, представленной на рис. 52. Здесь в схеме эпигенетической зональности выделены две эпигенетических зоны: окисления и восстановления. Каждая из выделенных зон характеризуется

своими геохимическими и минералогическими особенностями, отраженными на рис. 1. Контакт этих зон можно легко картировать непосредственно в полевых условиях.

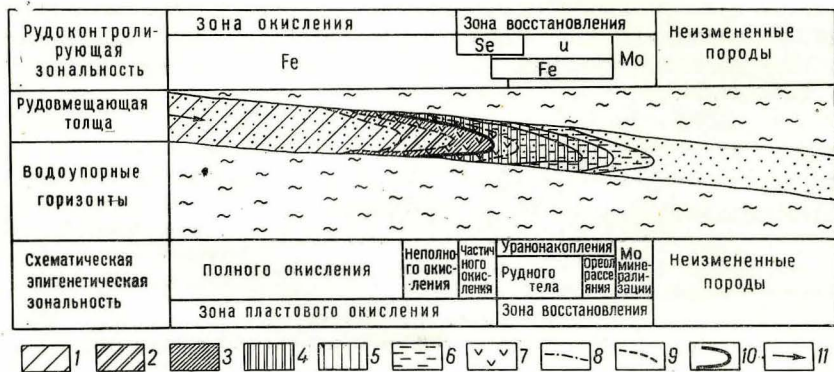


Рис. 52. Схема рудоконтролирующей эпигенетической зональности

1 — подзона полного окисления; 2 — подзона неполного окисления; 3 — подзона частичного окисления; 4 — подзона рудного тела; 5 — подзона уранового ореола; 6 — подзона молибденовой минерализации; 7 — селеновая минерализация; 8 — граница селеновой минерализации; 9 — граница подзон зоны пластового окисления; 10 — выклинивание зоны пластового окисления; 11 — направление движения пластовых вод

ЗОНА ПЛАСТОВОГО ОКИСЛЕНИЯ

В породах этой зоны окислены все минералы интересующих нас элементов (Fe, Mo, U), за исключением Se, который в силу своих геохимических особенностей концентрируется на переднем фронте зоны окисления.

Основными типоморфными минералами в подзонах полного, неполного и частичного окисления описываемой зоны являются окислы железа типа гётита. На отдельных участках в тесной ассоциации с ними встречены окислы и гидроокислы марганца. Они представлены в основном псиломеланом и в меньшей мере — пиролюзитом. В отличие от поверхностно-окисленных пород, где преимущественно развит псиломелан, в пластово-окисленных образуются смеси пиролюзита и псиломелана.

В зоне пластового окисления иногда отмечается самородная сера, которая улавливается в основном при производстве капиллярных вытяжек и химического анализа. Самородная сера отмечена во всех выделенных подзонах, особенно в подзоне с наименьшей степенью окисленности компонентов.

Содержание урана в окисленных породах достигает тысячных и десятитысячных долей процента. На участках с более богатым оруденением зона пластового окисления обогащена ураном. На безрудных и бедных ураном участках окисленные породы содержат меньшие его количества. Наиболее обогащены ураном породы в

подзоне частичного окисления, так как в них, вероятно, сохраняются реликты окислов урана.

Радиоактивное равновесие в зоне окисления сильно смещено в сторону Ra. Коэффициент равновесия составляет 100—12 000 %. По данным спектрального анализа, зона пластового окисления на отдельных участках характеризуется выносом не только U, S, CO₂, но и ряда других элементов, таких, как Ni, Co, Pb, Cu, которые затем частично фиксируются в зоне уранонакопления.

ЗОНА ВОССТАНОВЛЕНИЯ

Описываемая зона располагается в области восстановительного геохимического барьера. Пластовые воды в пределах этой зоны не содержат кислорода и имеют отрицательные значения Eh (см. рис. 1). В этой зоне происходит восстановление урана, железа, селена, молибдена с образованием эпигенетических минералов-окислов урана, самородного селена, сульфидов железа и молибдена. Господствующей формой железа на одних участках является сульфидная, на других (обычно безрудных) — карбонатно-хлоритная или обломочная.

Обязательным членом данной зоны в рудоконтролирующей зональности является подзона уранонакопления. Кроме урана, на месторождениях со значительным скоплением его отмечаются повышенные содержания пиритной формы железа, а на некоторых месторождениях — селена, молибдена, а иногда и других элементов, таких, как Cu, Pb (рис. 53). Схема зональности в разных месторождениях в деталях несколько меняется, но неизменными являются две составляющие — рудное тело и ореол рассеяния урана. Поэтому только они изображены на рис. 52.

В общем вниз по потоку пластовых вод в зоне восстановления можно выделить следующие подзоны: разрушающихся руд, черных, серых руд, уранового ореола и молибденовой минерализации. Между ними имеются постепенные переходы.

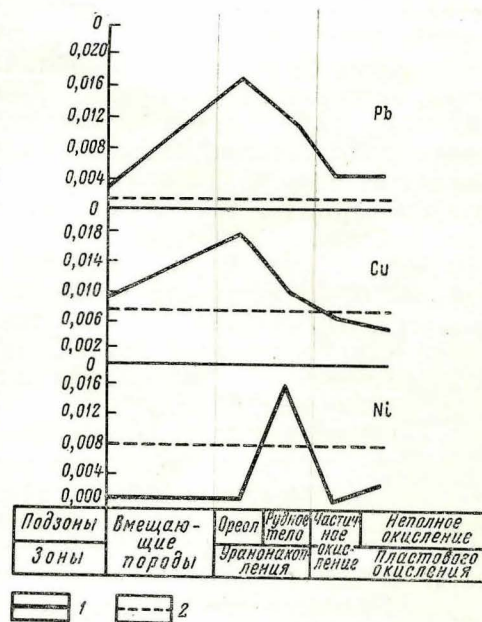


Рис. 53. Кривые содержания отдельных элементов в различных зонах
1 — содержание элемента; 2 — кларковое содержание

0,00x%

Подзона разрушающихся руд развита на двух участках. Она расположена у контакта с зоной пластового окисления. Мощность ее колеблется от нескольких сантиметров до 1—1,5 м и более. Обычно когда уран осаждается непосредственно у контакта с зоной пластового окисления, эта подзона отсутствует. Железо в отличие от урана часто осаждается в основном в данной подзоне, что зафиксировано повышенным содержанием в ней пирита (см. рис. 1). Подзона обогащена селеном. Содержание урана здесь не превышает 0,00n%.

Подзона черных руд на большинстве участков представляет собой все рудное тело. В отдельных случаях она следует за подзоной разрушающихся руд, но, как правило, с постепенным или резким переходом примыкает к границе зоны пластового окисления и характеризуется развитием черных порошковых налетов и землистых скоплений окислов урана — черни, настурана. В единичных случаях в ассоциации с органическим веществом и пиритом здесь отмечается коффинит. Подобная ассоциация свойственна коффинитам некоторых других месторождений (Филипенко, 1958). По сравнению с экспериментально полученным коффинитом и коффинитом, описанным в литературе, в составе этого минерала из инфильтрационных месторождений отмечается более высокое содержание трехокси урана, даже большее, чем в коффините с аномально высоким содержанием трехокси, изученном В. Г. Мелковым и А. М. Сергеевой (1962). В коффините из осадочных пород установлено содержание UO_3 33%, UO_2 10,1% (Алексеева, Полупанова, 1959). Атомное отношение кислорода к урану выражается формулой $UO_{2,667}$ (у Мелкова $UO_{2,628}$), т. е. близкое к тому же отношению во многих изучаемых смолках и чернях (Каширцева, 1963).

Ю. М. Дымков и Н. Г. Назаренко (1962) считают, что коффинит образовался при формировании гидротермальных месторождений урана, но затем разрушался и замещался другими урановыми минералами. Эти авторы полагают, что многие урановые смолки жильных месторождений Европы прошли промежуточную силикатную форму. Переход коффинита в настуран они объясняют гидратацией и последующей дегидратацией минерала. Неразложившийся коффинит, по их мнению, характерен для сравнительно молодых месторождений. То же мнение высказывает и П. Рамдор (1961), утверждая, что неразложившийся коффинит характерен для сравнительно молодых гидротермальных месторождений; в герцинских и более древних месторождениях он превращен в трудно диагностируемые продукты или замещен урановыми смолками. Но если коффинит является промежуточной формой при образовании окислов урана, то непонятно, почему в изучаемых месторождениях он встречается столько редко. Предполагать, что в ряде случаев его принимают за схожую с ним урановую смолку, нельзя, так как все выделения смолки, известные в рассматриваемых месторождениях, подвергаются рентгеноструктурному анализу.

Несмотря на молодой возраст изучаемых образований (от 50 до 145 тыс. лет), низкое отношение $\frac{U^{234}}{U^{238}}$ в некоторых из них указывает на то, что происходит вынос урана. Особенно это отчетливо видно на участках с разрушающимися в настоящее время рудами, что подтверждается наличием подзоны разрушающихся руд. Здесь процесс выноса урана опережает накопление его или точнее процесс окисления урановых минералов несколько опережает процесс окисления минералов железа.

Подзона серых руд развита на одном участке. Она отличается от подзоны черных руд отсутствием (или малым количеством) налетов и пленок черных порошковых окислов урана. Для серых руд характерно резкое преобладание дискретных выделений урановой минерализации во вмещающей породе. Визуально руды практически не отличаются от вмещающих пород.

В пределах данной подзоны в настоящее время происходит осаждение урана из слабоураноносных вод.

Подзона уранового ореола отличается низкими содержаниями урана (тысячные доли процента). Судя по распределению треков на микрорадиографиях, уран в данной подзоне находится в основном в рассеянном сорбированном виде.

Как и все подзоны с повышенным содержанием урана, подзона уранового ореола характеризуется концентрацией пиритной формы железа и в отдельных участках — молибдена, т. е. наряду с некоторым накоплением урана по сравнению с его кларком здесь происходит накопление сульфидов железа и молибдена.

В разных описанных подзонах зоны восстановления радиоактивное равновесие различно. В подзоне разрушающихся руд оно характеризуется резким сдвигом в сторону недостатка урана. Коэффициент радиоактивного равновесия $\frac{Ra}{U} = 3100—8600\%$, коэффициент равновесия по $\frac{I_0}{U} = 219—303\%$, что говорит об интенсивном выносе урана и накоплении радия и в меньшей мере иония.

Радиоактивное равновесие черных руд обычно сдвинуто в сторону избытка урана (до 21—60%). Коэффициент равновесия по $I_0 \left(\frac{I_0}{U} \right)$ колеблется от 20 до 156%. Соотношения U, Ra, I_0 в рудоносных породах сильно колеблются. Зависимости коэффициентов равновесия $\frac{Ra}{U}$ и $\frac{I_0}{U}$ от содержания урана в рудах не отмечается.

Радиоактивное равновесие в серых рудах, как и в черных, смещено в сторону избытка урана (до 70—50%), в редких случаях имеют место равновесные руды. В подзоне уранового ореола радиоактивное равновесие смещено в сторону Ra.

Подзона молибденовой минерализации отличается от безрудных вмещающих пород наличием сульфидов молибдена — иордизита в смеси с ильземанитом. Эта подзона частично накла-

дывается на подзону уранонакопления и особенно на урановый ореол рассеяния. Данная подзона развита только на одном участке.

Каждая из подзон характеризуется определенными типоморфными минералами: в подзоне разрушающихся руд — пирит, самородный селен; в подзонах черных и серых руд — окислы урана, пирит марказит; в подзоне молибденовой минерализации — нордит, ильземанит.

ЗОНА ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИ НЕОКИСЛЕННЫХ БЕЗРУДНЫХ ПОРОД

Условно зону эпигенетически неокисленных безрудных пород можно называть зоной неизменных пород. Эта зона не является эпигенетической, хотя породы этой зоны, безусловно, претерпевают определенные изменения: лейкоксенизация ильменита, хлоритизация биотита, изменение полевых шпатов и др. Однако в связи с тем что здесь не зафиксированы эпигенетические изменения, связанные с формированием зон пластового окисления, она условно называется зоной неизменных пород, или эпигенетически неокисленных безрудных пород. А в действительности это рудовмещающие породы.

Эти породы являются фоном, на который накладываются эпигенетические процессы, с которым сравниваются все измененные породы. Только детально изучив эти вмещающие породы, можно судить о наличии или отсутствии изменений, которые происходят в области восстановительного геохимического барьера.

Неизменные эпигенетическими процессами вмещающие породы характеризуются восстановительными условиями, меньшим содержанием железа, чем в зоне восстановления и низкими кларковыми или в 1,5—2 раза превышающими кларк содержаниями урана.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ

При определении времени образования различных минералов необходимо учитывать не только их взаимоотношения друг с другом, увидеть и правильно оценить которые в тонкодисперсных выделениях в рыхлых породах не всегда возможно, но также выяснить распространение каждого минерала в пределах вмещающей толщи, его положение в эпигенетических зонах.

Схема последовательности образования эпигенетических минералов представлена на рис. 54. Сюда включены только те аутигенные минералы, формирование которых связано с процессом образования рудоконтролирующей окислительной зональности. Для сопоставления в схему включены минералы зон поверхностного окисления и вторичного восстановления.

Каждой зоне свойственна, как это видно на рис. 54, ассоциация определенных минералов. Для зоны восстановления, формирующейся в области геохимического барьера, характерна ассо-

Эпигенетический этап					
Минералы	Зоны:	Восстановления	Окисления	Вторичного восстановления	Поверхностного окисления
		Зона уранонакопления	Зона пластового окисления	Восстановленные участки зоны пластового окисления	
Урановые черны и смола					
Коффинит					
Натроотенит					
Шрекингерит					
Сульфаты, ванадаты урана					
Сульфиды железа					
Галенит (?)					
Иордизит					
Фемолит					
Ильземанит					
Самородный селен					
Гематит					
Окислы железа					
Окислы марганца					
Самородная сера					
Ярозит					
Гипс					
Целестин					

Рис. 54. Схема последовательности образования эпигенетических минералов

циация урановых черней и смол с сульфидами железа, а на отдельных участках также с молибденовыми минералами и самородным селеном. Иногда встречается коффинит. Для зоны пластового окисления основным характерным минералом являются окислы железа типа гётита и гидрогётита, иногда в ассоциации с самородным селеном или самородной серой, либо окислами марганца. В тех участках зоны пластового окисления, на которые накладываются процессы последующего восстановления, вместо окислов железа вновь появляются сульфиды железа и среди них в основном пирит.

Глава 10.

ЗНАЧЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РУДОВМЕЩАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЛЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Изучение вещественного состава рудовмещающих отложений важно не только как эталона, с которым сравниваются измененные в процессе формирования зон пластового окисления породы, но и

в практическом отношении. Вещественный состав рудовмещающих отложений может являться одним из критериев при поисках инфильтрационных эпигенетических месторождений.

Осаждение урана и других элементов в зоне восстановления этих месторождений, по мнению ряда исследователей, зависит от резкости перепада окислительно-восстановительного потенциала (Германов, 1960; Лисицин, 1962, 1963). У контакта окисленных и неокисленных пород должно происходить также изменение рН среды. Е. В. Рожковой (1965) экспериментально показано, что подкисление среды происходит локально и сопровождается падением рН с 8—9 до 6,2, а в отдельных участках, возможно, еще ниже. Величина Eh и рН пластовых вод на геохимическом барьере может зависеть от ряда причин, в частности, от состава рудовмещающей толщи (Каширцева, 1964).

Чтобы выяснить, существует ли зависимость содержания урана от состава вмещающих пород, было изучено несколько водоносных горизонтов, представленных различными геохимическими типами пород и с разными концентрациями урана на восстановительном геохимическом барьере. Изученные генетические типы пород отличались степенью своей восстановленности, показателем которой, по Н. М. Страхову (1957), является соотношение аутигенно-минералогических форм железа.

В зависимости от преобладания тех или иных минералов железа и соответствующего им соотношения различных форм железа среди изученных пород выделены следующие геохимические типы: 1) пиритовый, характеризующийся преобладанием сульфидной формы железа; 2) хлорит-сидеритовый с преобладанием карбонатно-хлоритовой формы железа; 3) ильменит-хлоритовый, к которому отнесены породы с высокими содержаниями как карбонатно-хлоритовой, так и обломочной форм железа, с преобладанием последней.

Основное внимание при исследованиях было обращено на изучение аутигенных минералов, особенно минералов железа, которые при процессах окисления — восстановления вместе с органическим веществом являются основными потенциалзадающими компонентами. По набору минералов железа изученные толщи почти не отличаются одна от другой. Все геохимические типы пород содержат пирит, сидерит, анкерит, хлорит. В отдельных толщах отмечается глауконит. Однако в пиритовом геохимическом типе отмечается более высокое, чем в других типах пород, содержание пирита, а в хлорит-сидеритовом — сидерита. Магнетитно-железистый хлорит во всех типах пород содержится в больших количествах, чем пирит и отчасти сидерит, однако этот минерал более инертен при процессах окисления. Наиболее реакционно способными среди минералов являются сульфиды и карбонаты, и окисление этих минералов наиболее типично в ходе формирования рудных зон.

Скорость окисления минералов обуславливает скорость расхода

кислорода в пластовых водах, наличие которого в свою очередь влияет на величину окислительно-восстановительного потенциала.

Исходя из различной скорости окисления железосодержащих компонентов породы, можно утверждать, что чем больше водоносные породы содержат легкоокисляемых минералов и в первую очередь пирита, тем более резкого перепада Eh можно ожидать при окислении этих пород, а следовательно, по-видимому, и большей концентрации урана на границе с зоной пластового окисления.

В табл. 68 дано содержание разных форм железа в различных зонах изученных объектов, характеризующихся различным содержанием урана. В табл. 69 приведены сопоставления основных компонентов.

Все эти данные показывают, что содержания железа в породах изученных объектов практически одинаковые и составляют в среднем 0,7—0,8% (табл. 68). Соотношение различных форм железа в изучаемых геохимических типах пород показано на рис. 12. Из данных табл. 68 по соотношению железа двухвалентного к трехвалентному и сульфидного к трехвалентному видно, что высокие значения этих величин характеризуют только пиритовый геохимический тип пород. Преобладающей формой железа как во вмещающих, так и в ураноносных породах пиритового типа (см. рис. 12, 55) является сульфидная. Содержание сульфидной формы железа в оруденелых породах этих объектов еще выше (табл. 68).

Таблица 68

Зона	Геохимический тип пород	Количество проб	Минералогическо-геохимические формы железа					Fe ⁺² Fe ⁺³		Fe ^{сульфидное} Fe ⁺³
			Fe ^{вал} Валовое	Fe ^{сульфидное} Сульфидное	Fe ^{карбонатно-хлоритное} Карбонатно-хлоритное	Fe ^{окисное} Окисное	Fe ^{обломочное} Обломочное			
Неокисленных зарудных пород	Пиритовый . . .	32	0,82	0,3	0,28	0,10	0,14	5,8	3	
	Хлорит-сидеритовый	11	0,81	0,48	0,15	0,05	0,13	12,6	9,6	
	Ильменит-хлоритовый	55	0,81	0,13	0,27	0,19	0,22	2,1	0,7	
		3	0,72	0,1	0,2	0,12	0,3	2,5	0,83	
Уранонакопления (неокисленные породы у контакта с окисленными)	Пиритовый . . .	44	0,96	0,44	0,24	0,14	0,14	4,8	3,1	
	Хлорит-сидеритовый	29	0,96	0,56	0,14	0,14	0,12	5,0	4	
	Ильменит-хлоритовый	14	1,01	0,14	0,55	0,15	0,17	4,6	0,9	
		8	0,8	0,07	0,25	0,14	0,35	2,3	0,5	
Пластового окисления (приконтактная часть)	Пиритовый . . .	12	1,06	0,05	0,23	0,64	0,14	0,4	0,08	
	Хлорит-сидеритовый	13	0,8	0,03	0,08	0,54	0,15	0,2	0,06	
	Ильменит-хлоритовый	12	0,91	0,03	0,28	0,32	0,28	0,9	0,08	
		5	1,03	0,01	0,03	0,41	0,53	0,09	0,02	

Содержание урана на геохимическом барьере в

Горизонт	Геохимический тип пород	Типоморфные минералы	Преобладающая форма железа
I	Пиритовый	Пирит, марказит, хлорит	Сульфидная
II	Хлорит-сидеритовый	Сидерит, анкерит, хлорит	Карбонатно-хлоритовая
III	Ильменит-хлоритовый	Ильменит, хлорит	Обломочная
IV			

Содержание пирита (табл. 69) в среднем не опускается ниже 0,6%. Некоторое повышение (на 16—22%) содержания сульфидной формы железа свидетельствуют об образовании эпигенетического пирита в зоне уранонакопления. Некоторый вынос железа, вероятно, происходит из передней части зоны пластового окисления. Возможность образования подзоны выноса железа из зоны окисления А. И. Перельман (Батулин и др., 1965) объясняет тем, что на участке выклинивания зоны пластового окисления создается подзона с подвижной формой железа. При начальном окислении пирита окисляется только сульфидная сера, железо частично переходит в сульфат железа, обладающий заметной растворимостью, и затем перетлагается в зоне уранонакопления. Этим и объясняется несколько пониженное содержание железа в подзоне частичного окисления (см. рис. 18) и повышенное содержание сульфидной формы железа в зоне уранонакопления.

Учитывая, что в породах пиритового типа содержание CO_2 составляет 0,4%, а следовательно, и содержание карбонатов железа невысокое, имеются основания считать, что главная часть карбонатно-хлоритовой формы железа в этих породах входит в состав хлорита. Окисная и обломочная формы железа обусловлены наличием хлорита, минералов глин, в меньшей мере — ильменита и лейкоксена.

В хлорит-сидеритовом типе пород содержание пирита низкое — 0,28%, однако здесь более высокое, чем в породах пиритового типа содержание карбонатов (анкерита и кальцита, в меньшей мере сидерита). Распределение карбонатов железа крайне неравномерное, в результате чего содержание CO_2 в породе колеблется от десятых долей процента до 15%. Преобладающей формой железа является карбонатно-хлоритовая (см. табл. 68, рис. 12), среднее содержание которой 0,27%, что составляет 34% всего железа. Содержание сульфидной формы железа в породах вмещающей толщи невысокое, в среднем около 0,13% и с переходом в зону уранонакопления содержание сульфидной формы железа не повышается, в отличие от этой зоны в породах пиритового типа. В зоне пластового окисления окисная форма железа составляет не более 36% в общем балансе железа, в то время как в породах

различных по вещественному составу породах

Таблица 69

Среднее содержание, %			Содержание U на геохимическом барьере, %
$\text{C}_{\text{орг}}$	Пирит	CO_2	
0,08	0,64	0,36	{ 0, n — 0,0 n
0,01	1,02	0,42	
0,45	0,28	4,0	
0,05	0,2	0,21	
			0,00 n
			0,000 n

пиритового типа 60—68% (см. рис. 55). По-видимому, процессы окисления происходят в этих породах менее энергично, чем в породах пиритового типа. Наряду с анкеритом в зоне пластового окисления встречаются сидерит и значительно реже пирит. Наличие в подзоне частичного окисления большего количества сидерита по сравнению с пиритом в данном случае свидетельствует о том, что содержание сидерита первоначально в породах было выше, чем пирита.

Вещественный состав ильменит-хлоритового типа пород близок к составу пород хлорит-сидеритового типа. Как и в вышеописанных породах, здесь отмечается низкое содержание пирита, равное 0,2%. Однако в породах ильменит-хлоритового типа сидерит и анкерит встречаются в гораздо меньших количествах, чем в породах хлорит-сидеритового типа. Содержание CO_2 ильменит-хлоритовых пород не превышает 0,7%.

Чаще, чем в других породах, встречается здесь и ильменит. Содержание последнего в общем низкое, но на этот минерал в породах ильменит-хлоритового типа падает свыше 50% тяжелой фракции, выход которой составляет от 0,4 до 1,2%. Содержание TiO_2 в породе в среднем 0,4%. Наряду с ильменитом в породе всегда присутствуют лейкоксен.

Основная часть железа — 0,3%, что составляет 41,6% от общего содержания его в ильменит-хлоритовом типе пород, представлена обломочной формой (см. рис. 12, 55). Это железо входит в состав ильменита, слюистых и других трудноокисляемых минералов. В результате на переднем крае зоны пластового окисления, т. е. на участках, где происходит процесс окисления вмещающих пород, окисляется небольшая по сравнению с другими типами пород часть железа, входящая в состав сульфидов и карбонатов. Другие минералы, содержащие двухвалентное железо, как, например, хлорит и ильменит, являются относительно инертными. Среднее содержание окисной формы железа в зоне окисления рассматриваемых пород равно 0,41% и составляет около 40% от общего содержания железа, в то время как в окисленных породах пиритового типа окисная форма железа, составляя 0,64 и 0,54%, образует свыше 60% от всего железа.

Таким образом, на основании анализа распределения различных форм железа можно сделать вывод о том, что пиритовый геохимический тип пород характеризуется большей интенсивностью окислительных процессов и, следовательно, перепад Eh на рудных участках был значительно резче выражен, чем в слабо восстановленных и слабо оруденелых породах хлорит-сидеритового типа и особенно ильменит-хлоритового типа безрудных пород.

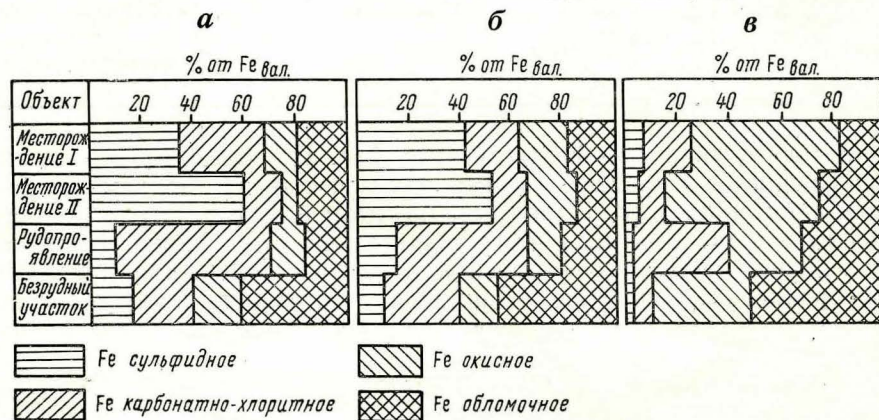


Рис. 55. Удельный вес аутигенно-минералогических форм железа в балансе Fe вал

а — в породах вмещающей толщи; б — в рудоносных породах; в — в окисленных породах. Месторождения I и II — в породах пиритового геохимического типа; рудопоявление — в породах хлорит-сидеритового геохимического типа; безрудный участок — в породах ильменит-хлоритового геохимического типа

При окислении пород двух последних типов, обладающих слабыми восстановительными свойствами, не происходит быстрого расходования кислорода из пластовых вод и, таким образом, в силу своих первичных геохимических особенностей такие породы являются наименее благоприятными для промышленного рудообразования.

При сравнении содержания урана в различных геохимических типах пород (табл. 69) зоны уранонакопления оказывается, что на геохимическом барьере, представленном пиритовым типом пород, возникают наиболее высокие содержания урана, в то время как хлорит-сидеритовый тип пород характеризуется лишь незначительными содержаниями его, а ильменит-хлоритовый — практически безрудный. Наряду с ураном на геохимическом барьере, представленном пиритовым типом, накапливаются другие элементы, такие как Se, Fe, Mo, Cu, Pb, Ni (см. рис. 53).

Зависимость содержания элемента от типа пород выявляется особенно четко при анализе толщи, сложенной породами разных геохимических типов. Так, в толще II (рис. 56) среди пород хлорит-сидеритового геохимического типа встречаются маломощные линзовидные пропластки (рис. 57, I) пород пиритового типа с большим количеством растительных остатков и пирита, где содержа-

ние $C_{орг}$ в руде достигает 1,9%, а пирита содержится от 1,2 до 10%. Наиболее повышенные концентрации урана в зоне уранонакопления на этом участке приурочены к этим пропласткам. Именно они аккумулируют уран. В результате оруденение здесь имеет форму отдельных линзовидных тел (см. рис. 57), не всегда непосредственно примыкающих к границе зоны пластового окисления, основная же часть пород толщи хлорит-сидеритового типа в пределах эпигенетической рудной зоны характеризуется низкими содержаниями урана.

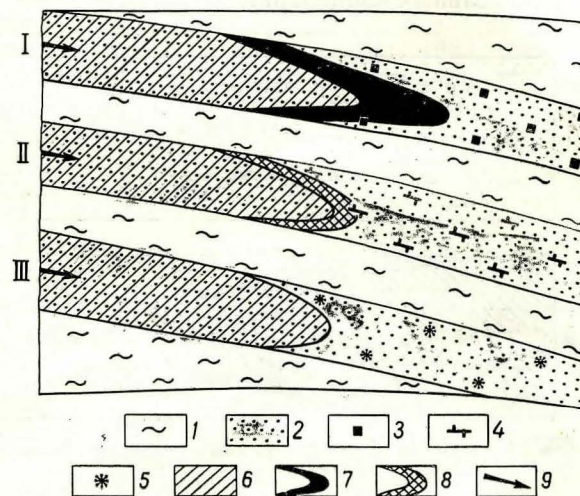


Рис. 56. Инфильтрационный процесс в различных по вещественному составу проницаемых толщах
1 — глинистые породы; 2 — песчаные породы; 3—5 — геохимические типы пород: 3 — пиритовый, 4 — хлорит-сидеритовый; 5 — ильменит-хлоритовый; 6 — зона пластового окисления; 7 — зона накопления значительных концентраций урана; 8 — зона с низкими содержаниями элементов; 9 — направление движения пластовых вод

Все вышеизложенное относится к участкам, характеризующимся совокупностью ряда других благоприятных для накопления урана факторов. При отсутствии их, как, например, при неблагоприятных гидрогеологических условиях, климате и т. п., рудообразование может не происходить даже в пределах пород пиритового геохимического типа или могут возникать низкие содержания урана, не превышающие 0,0005—0,001%. По вещественному составу можно выделить лишь благоприятные и неблагоприятные для накопления урана геохимические типы пород. Локализация оруденения в каждом конкретном случае определяется комплексом специфических факторов.

Эти выводы хорошо согласуются с данными других исследователей, полученными при изучении ряда безрудных и слабо оруденелых участков, где породы характеризовались низкими содер-

жаниями пиритной формы железа (0,01—0,07%) и не относились к пиритному геохимическому типу.

На основании изученного вещественного состава вмещающих оруденение пород, сведенного в табл. 70 и изображенного на рис. 56, можно сделать вывод о том, что породы, в которых наблюдаются содержания сульфидов больше 0,6%, обеспечивают при окислении быстрый расход кислорода в пластовых водах и соответственно более резкий перепад окислительно-восстановительного потенциала, что является наиболее благоприятным для накопления значительных концентраций урана.

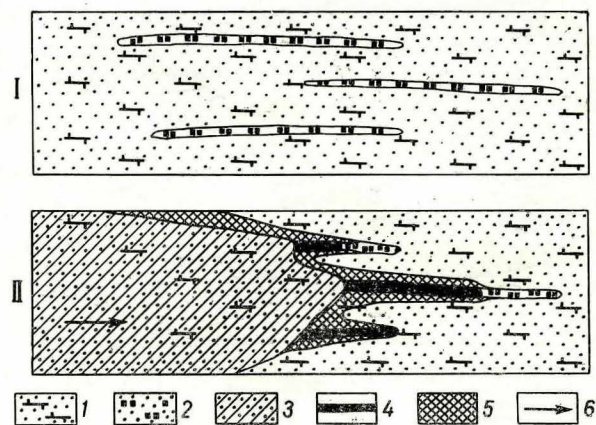


Рис. 57. Форма рудных тел в толще с различными геохимическими типами пород
I — распределение пиритового и хлорит-сидеритового геохимических типов пород в толще; II — конфигурация оруденения в толще
1 — хлорит-сидеритовый тип пород; 2 — пиритовый тип; 3 — зона пластового окисления; 4 — участки накопления значительных концентраций урана; 5 — участки с низкими содержаниями урана; 6 — направление движения пластовых вод

Таблица 70

Влияние вещественного состава рудовмещающей толщи на накопление элементов при инфильтрационном процессе

Геохимический тип пород	Типоморфные минералы	Преобладающая форма железа	Содержание сульфидов железа	Возможности накопления элементов
Пиритовый	Пирит, марказит, хлорит	Сульфидная	0,6—1% и выше	Благоприятен для накопления значительных концентраций
Хлорит-сидеритовый	Сидерит, анкерит, хлорит	Fe^{+2} — растворимое	0,3	Способствует накоплению низких содержаний
Ильменит-хлоритовый	Ильменит, хлорит	Fe — нерастворимое	0,2	Неблагоприятен для накопления

В природе могут быть представлены и иные типы пород. В каждом отдельном случае наряду с преобладающей формой железа следует учитывать содержание в породе легкоокисляемых минералов железа и органического вещества.

Помимо геохимического барьера, к благоприятным факторам накопления урана относятся также климат, проницаемость водоносных толщ, тектоника, а также длительность процесса прохождения вод, несущих уран через геохимический барьер (Батулин и др., 1965).

Важную роль в процессах концентрации урана в породах отводят микробиологическим процессам, в частности, анаэробным сульфатредуцирующим бактериям (Adler, 1963, Melin, 1964; Рожкова и др., 1965). Эти бактерии, окисляя органическое вещество пород, восстанавливают сульфаты до сероводорода, который способствует осаждению урана. Появление сероводорода, как и исчезновение кислорода из пластовых вод, возможно, еще в большей степени способствует резкости перепада Eh. Ряд авторов (Рассел, 1959; Эверхарт, 1959) на основании своих экспериментальных и полевых исследований считают сероводород основным фактором в осаждении урана.

В зонах уранонакопления можно ожидать широкого распространения сульфатредуцирующих бактерий. В сероцветных породах с низким содержанием урана процессы сульфатредукции, вероятно, сильно ослаблены.

Косвенным признаком присутствия редуцирующих бактерий является наличие только на контакте окисленных пород с породами пиритового геохимического типа эпигенетического пирита, а следовательно, повышенное по сравнению с безрудными неокисленными породами содержание сульфидной формы железа.

В породах хлорит-сидеритового геохимического типа повышенного содержания сульфидной формы железа или не наблюдается, или оно бывает выражено крайне незначительно. В породах ильменит-хлоритового типа (безрудный участок) повышенного содержания сульфидов на контакте с окисленными породами не отмечается. Можно, таким образом, заключить, что в породах непиритного типа процессы сульфатредукции ослаблены, вследствие чего резкого снижения Eh, необходимого для рудообразования, на выклинивании зоны пластового окисления не должно наблюдаться. На восстановительном геохимическом барьере в лучшем случае возникнут, по-видимому, лишь весьма убогие концентрации урана (см. рис. 56, II).

Сравнительное изучение вещественного состава толщ, представленных различными геохимическими типами пород, подтверждает, что при поисках месторождений инфильтрационного типа наряду с другими критериями следует учитывать вещественный состав вмещающих толщ. В силу первичных геохимических особенностей породы могут быть благоприятными и неблагоприятными для инфильтрационного рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Акопова К. С., Каширцева М. Ф. Применение ультразвука при выделении тонкодисперсных минералов. «Разведка и охрана недр», 1967, № 5.
- Алексеева М. А., Полупанова Л. И. Коффинит в осадочных отложениях СССР. БНТИ, 1959, № 3 (20).
- Батулин С. Г. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования. Атомиздат, 1965.
- Баранов Ю. Е. Рений. В кн.: «Металлы в осадочных толщах». Изд-во «Наука», 1966.
- Брегер И., Дьюл М. Органическая химия урана. Мат-лы междунар. конф. по мирн. использ. атом. энерг. (Женева, 1955), т. 6. Геология U и Th. Госгеолтехиздат, 1958.
- Бурьянова Е. З. Минералогический метод поисков селена. Экспрессинформ., вып. 5, ОНТИ ВИМС, Госгеолтехиздат, 1957.
- Вахромеев С. А. Руководство по минералогии. Госгеоллиздат, 1950.
- Викулова М. Ф. и др. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, 1957.
- Волинский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом, т. 1. Методическое руководство. Изд-во «Недра», 1966.
- Воробьев В. П. и др. О теории эпигенетического рудопоявления (рецензия на книгу «Экзогенные эпигенетические месторождения урана»). «Советская геология», 1967, № 5.
- Воскресенский П. И. Аналитические реакции между твердыми веществами и полевой химический анализ. Госгеолтехиздат, 1963.
- Гаррельс М. Зависимость минералов от pH и окислительно-восстановительных потенциалов в приложении к зоне окисления и вторичного обогащения сульфидных месторождений. Переводы по геол. и полезн. ископ., 1954, № 199.
- Гаррельс Р. М. Термодинамика геохимических процессов. Сб. ст. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Гаррельс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. Изд-во «Мир», 1968.
- Германов А. И., Батулин С. Г. и др. Некоторые закономерности распределения урана в подземных водах. Тр. 2-й Междунар. кон. по мирн. использ. атом. энерг. (Женева, 1958). Докл. сов. уч., т. 3, «Ядерное горючее и реактивные металлы». Атомиздат, 1959.
- Германов А. И. Основные черты геохимических условий формирования некоторых инфильтрационных месторождений урана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 8.
- Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат, 1956.
- Головин Е. А. О двух группах экзогенных процессов и урановых месторождений. «Литоология и полезные ископаемые», 1965, № 2.
- Горбунов Н. И., Цюрупа И. Г., Шурыгина Е. А. Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов, встречающихся в почвах и глинах. Изд-во АН СССР, 1952.

- Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. О понятии фация и фациальный анализ. БНТИ, 1957.
- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. Изд-во иностр. лит., 1962.
- Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. П. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. Атомиздат, 1966.
- Дымков Ю. М., Назарова Н. Г. Коффинит и природа псевдокристаллов настурана. Атомиздат, 1962.
- Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. Атомиздат, 1962.
- Епатко Ю. М. Экспериментальное изучение замещения сидерита гетитом в условиях гипергенеза. Мат-лы к совещ. по геох. гипергенеза (тез. докл.). «Наука и техника». Минск, 1964.
- Ершова К. С., Каширцева М. Ф. и др. Новые данные о некоторых свойствах натроитов. В сб. «Новые данные о минералах СССР», вып. 19, 1969.
- Катаяма Н. Генезис урановых месторождений в осадочных породах. В кн. «Тр. XXI сессии международного геологического конгресса», вып. 3. Изд-во «Мир», 1964.
- Каширцева М. Ф. Особенности настурана и урановых черней в некоторых инфильтрационных месторождениях. «Геология рудных месторождений», 1963, № 6.
- Каширцева М. Ф. Минералого-геохимическая зональность инфильтрационных рудопоявлений урана. «Советская геология», 1964, № 10.
- Каширцева М. Ф. К методике изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах. «Советская геология», 1967, № 7.
- Каширцева М. Ф., Тростянский Г. Д. Молибден в инфильтрационных месторождениях урана. «Геология рудных месторождений», 1968, № 3.
- Копченова Е. В., Карюкина В. Н. Применение капельных химических реакций при минералогическом изучении шлихов. Тр. ВИМС, вып. 158, 1940.
- Копченова Е. В. Минералогический анализ шлихов. Госгеолтехиздат, 1951.
- Копченова Е. В., Скворцова К. В. О коломорфном молибдените и урано-молибденовых чернях в месторождениях урана. Докл. АН СССР, т. 23, 1959, № 1.
- Курнаков Н. С., Роде Е. Я. О химической природе естественных гидратов окиси железа. Сб. избранных работ, т. 1, 1938.
- Лазаренко Е. К. Курс минералогии. Гос. Изд-во техн. лит., Украины, Киев, 1951.
- Лисицын А. К. О формах нахождения урана в подземных водах и условия его осаждения в виде UO_2 . «Геохимия», 1962, № 9.
- Лисицын А. К. К характеристике среды при гидрохимических исследованиях. «Геохимия», 1963, № 2.
- Лисицын А. К., Кузнецова Э. Г. О роли микроорганизмов в образовании восстановительных геохимических барьеров на выклинивании зон пластовой лимонитизации. Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 1.
- Ложкин В. В. Диагностика минералов россыпей. Госгеолтехиздат, 1962.
- Мелков В. Г. Полевые приемы люминесцентного анализа радиоактивных минералов и битуминозных горных пород. Госгеоллиздат, 1946.
- Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. Госгеолтехиздат, 1957.
- Мелков В. Г., Сергеева А. М. Некоторые данные о коффините. Зап. Всерос. мин. об-ва, сер. 2, ч. 92, вып. 2, 1962.
- Мошев А. П. Разделение минералов тяжелыми жидкостями по принципу непрерывного центрифугирования. Зап. Всерос. мин. об-ва, ч. XIV, 1935, № 1.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). Изд-во «Недра», 1965.
- Петровская Н. В., Клименко Н. Г. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Справочник для геологов, вып. 71. Селен и теллур. Госгеолтехиздат, 1960.

Попова Т. П. Зависимость окислительно-восстановительного потенциала системы $U_{VI}-U_{IV}$ от кислотности и анионного состава природных вод. БНТИ, Госгеолтехиздат, 1962, № 3.

Рассел К. Т. Связь уранорудных месторождений с нефтегазоносными структурами. Тр. 2-й междунар. конф. по мирн. использ. атомн. энерг., (Женева, 1958), т. 8, «Геология атомного сырья». Атомиздат, 1959.

Рехарский В. И., Крутецкая О. В. Экспериментальные данные о составе и условиях образования ильземанита. В сб. «Исследование природного и технического минералообразования». Изд-во «Наука», 1966.

Рожкова Е. В., Шербак О. В. Новый метод электрохимической сепарации минералов. «Исследование минерального сырья». Госгеолтехиздат, 1955.

Рожкова Е. В. и др. Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов. Госгеолтехиздат, 1957.

Рожкова Е. В., Серебрякова М. Б. Применение электролиза для изучения горных пород, руд и минералов. В сб. «Современные методы минералогического исследования пород, руд и минералов». Госгеолтехиздат, 1957.

Рожкова Е. В., Разумная Е. Г. Центрифужный анализ, его назначение и возможности. В сб. «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов». Госгеолтехиздат, 1957.

Рожкова Е. В., Проскуровский Л. В. Определение диэлектрической проницаемости минералов и их сепарация. В сб. «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов». Госгеолтехиздат, 1957.

Рожкова Е. В., Ершова К. С. Сепарация минералов на основе их диэлектрической проницаемости. Минеральное сырье, вып. 1, ВИМС. Госгеолтехиздат, 1960.

Рожкова Е. В., Разумная Е. Г. К вопросу о рациональном применении методов минералогического анализа при изучении горных пород и руд. Минеральное сырье, вып. 3, ВИМС. Госгеолтехиздат, 1961.

Рожкова Е. В., Кузнецова Э. Г., Васильева Э. Г. Влияние бактериального процесса на образование эпигенетических, сульфидных и других минералов в осадочных толщах. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 4.

Ряничева М. И., Крошкينا А. И., Бессонова С. М. Фазовый анализ молибденовых руд. Минералогические материалы для лабораторий геологических экспедиций, бюлл. ВИМС, 1958, № 9 (185).

Сидельникова В. Д., Леонтьева А. А. Об определении селена в природных водах. Методы химического анализа и химический состав минералов. ИГЕМ АН СССР. Изд-во «Наука», 1967.

Сидоренко Г. А. Рентгенографическое изучение природных окислов урана. «Геохимия», 1958, № 1.

Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. Изд-во АН СССР, 1959.

Скворцова К. В., Сидоренко Г. А. и др. Фемолит — новый сульфид молибдена. Зап. Всес. мин. об-ва, сер. 2, ч. 93, вып. 4, 1964.

Смолянинов Н. А., Синегуб Е. С. Определитель гипергенных минералов. Госгеолтехиздат, 1956.

Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. Справочник. Госгеолтехиздат, 1957.

Соколов А. С. О генезисе месторождений самородной серы. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 2.

Сташук М. Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в литологии. Материалы к совещ. по геол. гипергенеза (тез. докл.), Минск, 1964.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 1.

Страхов Н. М. и др. Методы изучения осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1957.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, 1962.

Титов В. И., Бочарова А. П. и др. Методы химического анализа минерального сырья, вып. 3. Госгеолтехиздат, 1957.

Фармазян А. С., Хуртудян Э. К. К вопросу об изоморфизме между Mo и Re в молибденитах. Докл. АН Арм. ССР, т. 37, 1963, № 4.

Ферсман А. Е. Пегматиты, их научное и практическое значение. Т. 1, «Гранитные пегматиты». Изд. АН СССР, 1931.

Филипенко Я. С. Первая находка коффинита в СССР. «Атомная энергия», т. 4, вып. 6, 1958.

Флоровская В. Н., Мелков В. Г. Введение в люминесцентную битуминологию. Госгеолтехиздат, 1956.

Флоровская В. Н. Люминесцентно-битуминологический метод в нефтяной геологии. Изд. МГУ, 1957.

Хрущов Н. А., Шербина В. В. Молибден. В кн. «Металлы в осадочных толщах». Изд-во «Наука», 1965.

Чуева М. Н. Минералогический анализ шлихов в рудных концентрациях. Госгеолтехиздат, 1950.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.

Шоу Д. Р. Значение рудных залежей «ролл» в генезисе уранованадиевых месторождений плато Колорадо. В кн. «Мат-лы междунар. конф. по мирн. использ. атом. энерг.» (Женева, 1955), т. 6. Геология U и Th. Госгеолтехиздат, М., 1958.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн. «Совещание по осадочным породам», вып. II. Изд-во АН СССР, 1955.

Шербак О. В. Новый метод электрохимической сепарации минералов. Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов под ред. Е. В. Рожковой. Госгеолтехиздат, 1957.

Эверхардт Д. Обзор новых направлений в геологии урана. «Тр. 2-й междунар. конф. по мирн. использ. атомн. энерг.» (Женева, 1958), т. 8, стр. 57. «Геология атомного сырья». Изд. Гл. упр. по использованию атомной энергии при Совете Министров СССР. М., 1959.

Эгель Л. Е. Геология месторождений редких элементов, вып. II. «Экзогенные месторождения селена». Госгеолтехиздат, 1962.

Яковлева М. Н., Сидоренко Г. А. О методике подготовки глинистых минералов для рентгеноструктурного анализа. Исследование минерального сырья. Госгеолтехиздат, 1955.

Adler Hans H. Concepts of genesis sandstone-type uranium ore deposits. Econ. Geol., v. 58, 1963, N 6.

Adler Hans H. The conceptual uranium ore role and its significance in uranium exploration. Econ. Geol., v. 59, 1964, N 1.

Cornu F. Naturlisches colloides Molybdan-sylphid (Jordisite). Zeit. Chem. Ind. Koll. 1909, 4, N 4.

Garrels Robert M. Mineral species us functions of pH and oxidation-reduction Potentials with special reference to the zone of oxidation and secondary enrichment of sulphide ore deposits. Geochim. et cosmochim. acta 1954, vol. 5, N 5. Goldschmidt V. M. Geochemistry Oxford, 1954.

Höfer H. Ilsemannite ein naturlisches Molybdan salt. Neues Jahrbuch Miner., Geol., Palaeontol., 1871.

Melin R. E. Description and origin of uranium deposits in Shirley Basin, Wyoming. Econ. Geol., v. 59, 1964, N 5.

Ramdor P. Das Vorkommen von Coffinit in hydrothermalen Uranerzgangen besonderes vom Co—Ni—Bi., Typ Neues Jahrbuch Miner. Abhandl., Bd. 95, 1961, 3, 313.

Ruff O. Über das Eisenxyd und seine Hydrate. Ber. Deutsch. Chem. Ges., 1901, 34.

Staples L. W. Ilsemannite and Jordisite. Amer. Mineralogist, v. 36, 1951, N 7—8.

Tunell G., Posnjak E. The stability relations of goethite and hematite. Econ. Geol., v. 26, 1931.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	Стр. 3
Часть I	
Изучение эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах	
Глава 1. Изучение эпигенетических изменений пород в полевых условиях	11
Полевая документация как основа для составления профилей эпигенетической зональности	12
Составление профилей — заключительный этап документации и последующего изучения материала	17
Картирование и другие методы изучения дорудных эпигенетических изменений	23
Глава 2. Камеральная обработка материала	25
Способы получения фракций с тонкодисперсными минералами	26
Расситовывание	29
Отмучивание	31
Применение ультразвука	31
Озвучивание пород, обогащенных чернями	33
Озвучивание пород с гидроокислами железа	35
Схема изучения тонкодисперсных минералов	36
Элементы-примеси в тонкодисперсных минералах	38
Микроскопические исследования	39
Применение химического анализа	47
Минеральные типы как основа эпигенетической зональности	
Среднее взвешенное содержание железа и других компонентов в рудовмещающей толще	57
Часть II	
Специфические методические приемы и результаты изучения некоторых видов эпигенетической минерализации	
Глава 3. Урановая минерализация и методы ее изучения	61
Применение метода радиографий и микрорадиографий	63
Кислородные коэффициенты	68
Выщелачивание урана различными растворителями	76
Особенности главных урановых минералов	79
Типы руд, выделенные на месторождениях кислородного пластового окисления	84
Общая схема изучения урановой минерализации	88

Глава 4. Молибденовая минерализация в инфильтрационных месторождениях и особенности ее изучения	89
Глава 5. Селеновая минерализация в инфильтрационных месторождениях и методы ее изучения	99
Глава 6. Эпигенетические сульфиды железа в инфильтрационных месторождениях	106
Глава 7. Минералого-геохимическая характеристика зоны пластового окисления	116
Особенности зоны пластового окисления и специфика изучения последней	116
Окислы и гидроокислы железа — характерные минералы зоны пластового окисления	120
Эпигенетическая зональность в окисленных породах	127
Глава 8. Схема последовательности изучения вещественного состава	128
Глава 9. Урановая, молибденовая, селеновая и другие виды минерализации в рудоконтролирующей эпигенетической зональности	131
Зона пластового окисления	134
Зона восстановления	135
Подзона разрушающих руд	136
Подзона черных руд	136
Подзона серых руд	137
Подзона уранового ореола	137
Подзона молибденовой минерализации	137
Зона эпигенетически неокисленных безрудных пород	138
Последовательность образования эпигенетических минералов	138
Глава 10. Значение вещественного состава рудовмещающих отложений для концентрации оруденения	139
Литература	148

Каширцева Мария Федоровна

Методы изучения эпигенетических изменений в рыхлых осадочных породах

Научный редактор Я. Д. Готман
Редактор издательства А. И. Панова
Техн. редактор Л. Д. Агапонова
Корректор Л. И. Окромгло

Сдано в набор 22/VIII 1969 г. Подписано в печать 10/II 1970 г. Т-02684
Формат 60×90¹/₁₆ Печ. л. 9,5 Уч.-изд. л. 10,10 Бумага № 1
Индекс 1-4-1 Заказ 465/2711-2 Тираж 1500 экз. Цена 1 р. 01 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Московская типография № 6 Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР. Москва, Ж-88, 1-й Южно-портовый пр., 17.