

Л. Н. БЕЛОВА

**ЗОНЫ
ОКИСЛЕНИЯ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
УРАНА**

Белова Л. Н. Зоны окисления гидротермальных месторождений урана. М., «Недра», 1975 г. с. 158.

В работе изложены общие положения о процессе формирования зон окисления вообще и зоны окисления гидротермальных урановых месторождений в частности: стадийность процесса окисления, зональность, основные факторы, определяющие развитие зон окисления и роль каждого из них. Рассмотрены классификации типов зон окисления гидротермальных урановых месторождений. Выделено 9 типов зон окисления, для которых свойственны характерные черты, позволяющие по характеру зоны окисления дать прогнозную оценку рудопроявлений и месторождений урана. В качестве примера разобраны две особенности минералов из группы урановых слюдок — форма кристаллов и псевдоморфозы по урановым слюдкам.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся вопросами минералогии и прогнозної оценки месторождений урана.

Табл. 23, ил. 63, список лит. — 232 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Закономерностям формирования зон окисления рудных месторождений, в частности месторождений урана, в Советском Союзе уделяется большое внимание, о чем достаточно убедительно говорит количество статей, ежегодно публикуемых в различных геологических журналах.

Казалось бы, здесь все обстоит благополучно, и совсем не требуется еще раз обобщать свои соображения, свой фактический материал и, естественно, огромное количество литературных сведений.

Однако ни одна крупная работа, в той или иной степени посвященная проблемам зон окисления, не обходится в настоящее время без ссылок на выводы акад. С. С. Смирнова, сделанные им более чем 35 лет назад, и, по-видимому, несколько не устаревшие до сих пор: «Мы нередко проходим равнодушно мимо выходов, кажущихся нам малоинтересными, пропуская ценные месторождения. И столь же нередко затрачиваем значительные средства на проведение дорогостоящих работ для решения вопросов, ответ на которые можно было бы получить, изучая лишь особенности поверхностного выхода» (Смирнов, 51, с. 1).

В большинстве как наших, так и зарубежных работ можно, как правило, найти детальное описание минерального состава зоны окисления, характеристику подземных вод и климатических особенностей, но ни в одной из них не приводится систематика зон окисления, хотя только правильная систематика может дать какие-то прогнозные критерии.

Данная работа является сводкой, подводящей итог многолетним работам, начатым более 20 лет назад и посвященным изучению зон окисления гидротермальных урановых месторождений Советского Союза.

Основной целью таких работ автор считает создание практической классификации типов зон окисления гидротермальных месторождений урана, пользуясь которой можно было бы не только проводить качественную расшифровку типов первичных руд, но и использовать ее для вполне определенных количе-

ственных критериев. Этой проблеме посвящена бóльшая часть работы.

Чтобы сильнее оттенить роль оценочных критериев, появляющихся в результате изучения вещественного состава зоны окисления, количество рассмотренных месторождений предельно сокращено.

В настоящее время — время бурного развития новых методов анализа и мощного вторжения математики во все отрасли науки — все также необходимы добросовестные детальные исследования и глубоко продуманные анализы результатов обычных геологических и минералогических наблюдений. Это особенно важно для сводных работ, подводящих итоги многолетних исследований специалистов, длительное время работающих по одной и той же теме. Принято несколько скептически относиться к научной интуиции. Но ведь научная интуиция геолога (особенно с большим опытом работы) — это ничто иное как сопоставление впечатлений от новых наблюдений со всем научным багажом, накопленным в памяти, хотя совершаемое иногда подсознательно.

Небрежное отношение к всестороннему осмысливанию полученных результатов полевых наблюдений, не до конца проведенное исследование каменного материала, стремление как можно быстрее обработать этот материал наиболее «модными» новыми методами — непоправимая ошибка. Сами новейшие методы во многом проигрывают именно из-за использования слишком большого количества непродуманного материала.

В книге нет специального раздела, посвященного описанию минералов урана, поскольку такой раздел написан автором для справочника «Минералы», выпускаемого минералогическим отделом ИГЕМ АН СССР. Очень краткая характеристика минералов, определяющих тот или иной тип зоны окисления, приведена в таблицах данной работы.

В основу книги положены личные наблюдения автора, проводившиеся либо непосредственно на месторождениях, либо на каменном материале из месторождений, собранном другими исследователями и предоставленном в распоряжение автора. Разнообразные аналитические исследования проводились в соответствующих лабораториях ИГЕМ АН СССР, ВИМС, ГЕОХИ и ВСЕГЕИ.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОН ОКИСЛЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

ФОРМИРОВАНИЕ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ

Принципы подхода к изучению процессов окисления и формирования зоны окисления

В основу изучения процессов окисления в урановых месторождениях положены два принципа.

1. Все месторождения урана рассматриваются в целом, без искусственного дробления их на какие-либо группы. Между тем в описаниях отдельных зон окисления урановых месторождений и общих закономерностей их формирования обычно встречаются две резко обособленные группы: сульфидно-урановые месторождения и собственно урановые месторождения.

Причину такого обособления следует, видимо, искать в истории изучения этих месторождений, которая сложилась таким образом, что в сферу наблюдений геологов в первую очередь попали сульфидно-урановые месторождения. С накоплением материала о практически бессульфидных урановых месторождениях они были резко отграничены от сульфидных и для них установлены иные условия формирования зон окисления.

Очевидно, в огромном многообразии природы невозможно провести резкую границу между сульфидными и бессульфидными урановыми месторождениями, в действительности между ними существует вся гамма постепенных переходов. Чтобы до конца понять особенности процесса окисления в них, надо выбрать какую-то особую, присущую урановым первичным рудам черту, позволяющую в вопросе формирования зон окисления рассматривать урановые месторождения в целом.

В качестве такой черты (до некоторой степени условно) принимается более легкая способность изменения урановых минералов в ходе процессов окисления по сравнению с большим сульфидов и сульфоарсенидов. Эта особенность позволяет наметить определенную стадийность в процессе окисления, исходя из которой значительно проще подходить к таким вопросам, как смена со временем вещественного состава, зональность, особенности поверхностных выходов и др., т. е. тех вопросов, без которых невозможно разработать классификацию типов зон окисления.

2. Любой более поздний этап в развитии зоны окисления при всей своей схожести с более ранним всегда имеет и совершенно определенные черты различия. Так, например, в развитии зоны окисления сульфидных месторождений можно выделить сульфатный, карбонатный, силикатный и гидроокисный этапы. При продвижении процесса окисления на глубину они занимают соответствующие интервалы по вертикали. Однако глубинный сульфатный этап будет чем-то отличаться от сульфатного этапа, проявлявшегося в начальные стадии в верхах месторождения: в частности, усилится роль дополнительных элементов, поступающих из боковых пород, безусловно количественно и качественно изменится средний минеральный состав этапа и др.

Трудно согласиться с тем, что на сульфидных месторождениях историю формирования зон окисления обычно начинают с сульфатного этапа, хотя хорошо известно, что окисление сульфидов — весьма длительный процесс и, следовательно, воды, хотя и не сразу становились кислыми, тем не менее какую-то проработку руд проводили. В результате такого подхода нередко искусственно отделяется начальный этап коры выветривания от зоны окисления сульфидного месторождения (И. В. Витовская, Н. А. Розыбашева и др.).

«Последовательность формирования зоны гипергенеза месторождения в общих чертах подчиняется известным закономерностям (С. С. Смирнов, В. В. Щербина и др.). Вначале образуются глинистые минералы коры выветривания вмещающих оруденение пород, а затем начинается окисление сульфидных руд и последовательное формирование минеральных парагенезисов сульфатной, карбонатной, силикатной и наиболее поздней стадии выпадения труднорастворимых соединений металлов с комплексными анионами типа MeO_4 и MeO_4Cl (F, OH), где $Me—Mo, W, Cr, V, As$ » (Витовская, 1962, с. 74).

Еще в большей степени это относится к урановым месторождениям. В урано-сульфидных месторождениях с небольшим количеством сульфидов и еще меньшим содержанием минералов-нейтрализаторов (например, кварцево-смолковые жилы) с глубиной может резко усиливаться кислотный характер процесса и совершенно выпасть первая стадия. Если в верхних частях такого месторождения достаточно четко прослеживается этапность развития зоны окисления, то в нижних она может настолько сильно затухиваться, что совершенно исчезает из поля зрения исследователей и приводит их к неправильным выводам об общей направленности процессов.

Стадийность процесса окисления на урановых месторождениях

Своеобразие формирования зон окисления урановых месторождений во многом связано с тем, что изменение и окисление первичных минералов урана начинается раньше окисления боль-

шинства сульфидов и сульфоарсенидов. Это явление хорошо изучено геологами непосредственно в поле и подтверждено экспериментальными исследованиями¹. Большая разница в порядках величин растворения как сульфидов, так и урановой смолки по данным различных авторов зависит от условий проведения опытов, от точности определения элементов, т. е. от точности примененного метода и ряда других причин. Однако если сопоставить данные одного автора, то всегда устанавливается более быстрое изменение урановых первичных минералов по сравнению с сульфидами, особенно резко проявляющееся в природных водах по сравнению с дистиллированной водой.

«Настуран одинаково неустойчив как в растворах с различными рН в присутствии свободного кислорода, так и в присутствии окислителей... Неустойчивость настурана соизмерима только с неустойчивостью фемолита. В растворах сульфата окиси железа настуран разрушается на 92—100%, фемолит — на 80%, пирит — на 22—31%» (Жильцова, Карпова, 1972, стр. 195). Исходя из указанного своеобразия можно наметить три стадии развития процесса окисления и формирования зон окисления урановых месторождений: первая стадия охватывает период изменения урановых первичных минералов до начала окисления сульфидов; вторая стадия происходит в интервале времени параллельного окисления первичных урановых минералов и сульфидов; третья стадия соответствует периоду развития зоны окисления после полного окисления сульфидов.

Первая стадия протекает в условиях нейтральной или щелочной среды, что связано с количеством карбонатов среди жильного материала и вмещающих пород и наличием минералов, богатых щелочами. В этой обстановке могут создаваться благоприятные условия для выноса урана за счет образования легкорастворимых комплексов уранила. Однако гораздо чаще наблюдается постепенное изменение первичных минералов урана (уранинит, урановая смолка), заключающееся во все возрастающей степени их гидратации (образование гидронастурана) и постепенном замещении их рядом гидроокислов урана: кларкеитом, кюритом, фурмарьеритом, беккерилитом, скупитом, минералами из групп ургита и вёлсендорфита.

Образование тех или иных гидроокислов связано с наличием в растворах катионов, появление которых определяется составом вмещающих пород и жильных минералов. Свинец, присутствующий в большинстве гидроокислов урана даже в совершенно бессульфидных месторождениях, может быть радиоактивного

¹ По данным Н. Х. Айдиньян (Евсеева, Перельман, 1962), А. А. Дроздовской и Ю. П. Мельника (1966), И. Г. Жильцовой и Л. Н. Карповой (1972), растворимость первичных урановых минералов в дистиллированной воде составляет 4,5—12,5%. Данные о растворимости сульфидов и арсенидов приводятся в работах Л. К. Яхонтовой и П. А. Раудониса (Яхонтова, 1958; Яхонтова, Раудонис, 1956).

происхождения и попадать в растворы при разрушении первичных минералов урана. Интересно, что качественный состав гидроокислов урана на месторождениях, лишенных свинецсодержащих сульфидов, зависит от времени образования урановых руд. Так, на месторождении Шинколобве, возраст урановых руд которого датируется как протерозой (600 млн. лет), очень широко развиты такие гидроокислы как маскоит, фурмарьерит, кюрит, вандендрисшеит, ришетит. В бессульфидных участках месторождений с неогеновыми урановыми рудами среди гидроокислов урана устанавливаются только беккерелит и кларкеит.

В нейтральных и слабощелочных водах всегда находятся небольшие количества кремнезема, поэтому в первую стадию также образуется целый ряд силикатов урана: уранофан и бета-уранофан, содиит, склодовскит, казолит и другие, однако несколько позже, чем гидроокислы урана.

Чем более щелочная обстановка на месторождении, тем больше в первую стадию образуется гидроокислов урана (Гаррелс, 1960; Дроздовская, Мельник, 1966). С уменьшением щелочности и при наличии возможностей быстрого обогащения растворов кремнеземом увеличивается количество силикатов урана (рис. 1—5). Гидроокислы и силикаты урана первой стадии возникают непосредственно на месте первичных минералов, создавая характерные каймы и оторочки, хорошо известные под названием «гуммитовых» оторочек.

«Гуммитовые» оторочки особенно ярко выражены в ураноносных пегматитах, но принцип строения их совершенно одинаков и в гидротермальных месторождениях урана. Строение и состав «гуммитовых» оторочек изучались большим количеством исследователей (Foullon, 1883; Buttgenbach, 1947; Simpson, 1912; Лабунцов, 1935, 1939; Kidd, Haycock, 1935; Thoreau, Tardouck, 1933). Наиболее подробно и детально они изучены К. Фронделем (Frondel, 1956), который в несколько идеализированном виде дает строение «гуммитовых» кайм в следующем виде: 1) центральная часть (сердцевина) занята уранинитом. Цвет сердцевины черный или в относительно сильно окисленном материале серовато-серый, коричневаточерный или коричневый; 2) зона традиционного гуммита, состоящая из оранжево-красного, оранжевого или желтого массивного материала с изменяющимся блеском — от стеклянного и клееподобного до тусклого и землистого; она состоит в основном из гидроокислов урана, часто содержащих значительные количества свинца; обычны фурмарьерит и вандендрисшеит, также развиты кларкеит, беккерелит, скупит; часто эти минералы находятся в тесной смеси; 3) внешняя зона уранил-силикатов обычно в виде плотного материала микрокристаллического строения зеленовато-желтого цвета со стеклянным блеском, но иногда мягкого землистого, соломенно-желтого до желтовато-коричневого цвета с тусклым блеском; основные минералы этой зоны — уранофан,

бета-уранофан и казолит, а также соддиит, складовскит и ряд ближе не определенных минералов.

В качестве примера изменения первичных руд гидротермального месторождения с образованием совершенно аналогичных

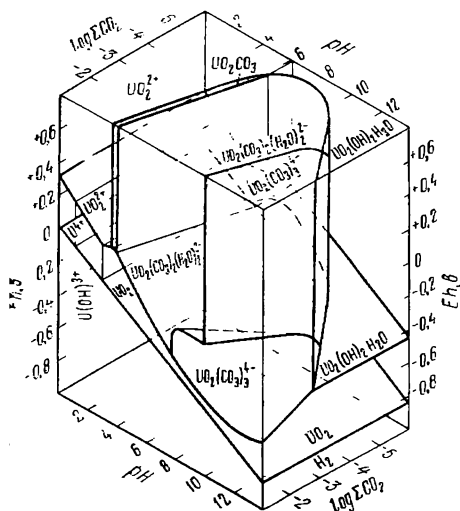


Рис. 1. Поля устойчивости урановых соединений в воде как функция рН, Eh и pCO_2 ($t=25^\circ C$, давление 1 атм, активность растворенных соединений урана 10^{-6}). По Р. М. Гаррелсу (1960)

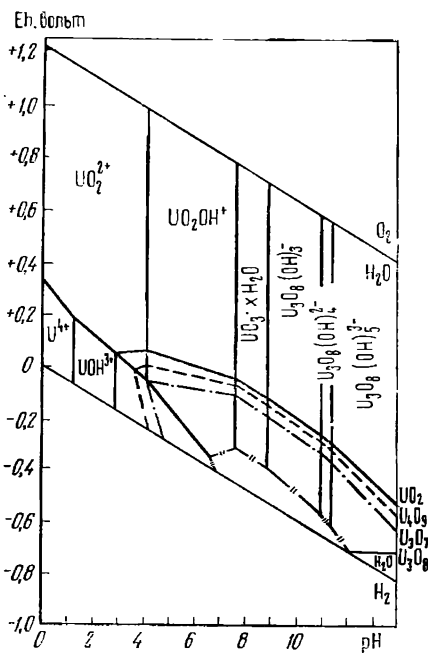


Рис. 2. Зависимость соотношений между полями устойчивости урановых окислов разной степени окисленности и номерных ионов урана от рН и Eh низкотемпературных вод в отсутствии комплексообразователей ($t=25^\circ C$, общая ионная активность урана 10^{-6} г-ион/л). По А. А. Дроздовской, Ю. П. Мельнику (1966)

кайм можно привести хорошо известную схему, данную Дж. Торо и Р. Тердонком по рудам Шинколобве (рис. 6). Иногда в «гуммитовых» каймах зона гидроокислов бывает представлена ургитом — новым аморфным минералом, вернее смесью аморфных минералов, установленных Р. В. Гецевой (1956). Урановая смолка постепенно замещается янтарно-оранжевыми оторочками

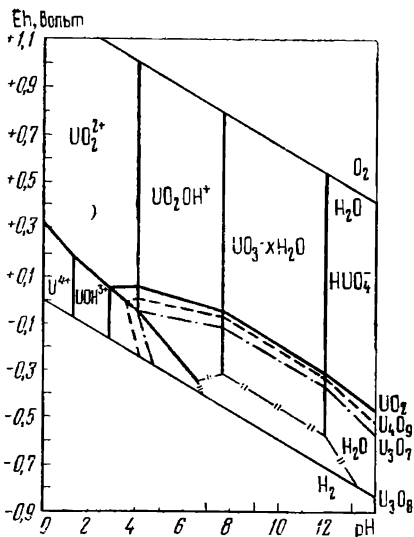


Рис. 3. Зависимость соотношений между полями устойчивости урановых окислов разной степени окисленности и полимерных ионов от pH и Eh низкотемпературных вод в отсутствие комплексобразователей ($t=25^\circ\text{C}$, общая ионная активность урана 10^{-6} г-ион/л). По А. А. Дроздовской, Ю. П. Мельнику (1966)

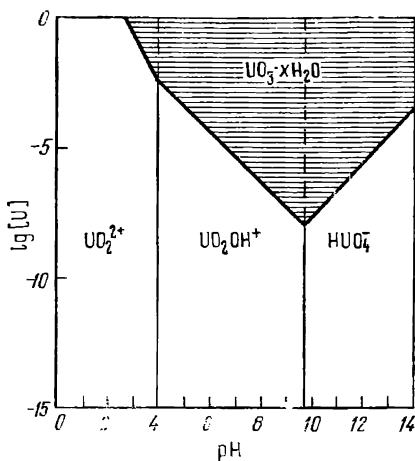


Рис. 4. Зависимость соотношений между полями устойчивости гидратированных урановых окислов и мономерных ионов шестивалентного урана от ионной активности урана и pH низкотемпературных вод в отсутствие комплексобразователей ($t=25^\circ\text{C}$). По А. А. Дроздовской, Ю. П. Мельнику (1966)

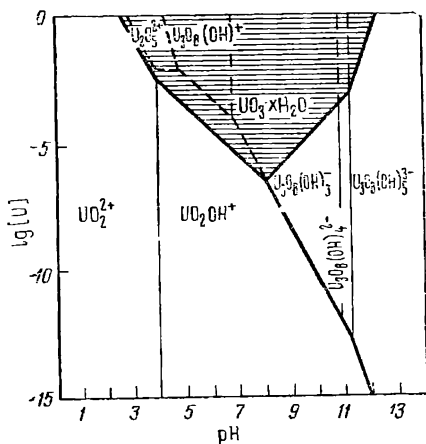


Рис. 5. Зависимость соотношений между полями устойчивости гидратированных урановых окислов и полимерных ионов урана от ионной активности урана и pH низкотемпературных вод в отсутствие комплексобразователей ($t=25^\circ\text{C}$). По А. А. Дроздовской, Ю. П. Мельнику (1966)

ургита (рис. 7), который сменяется землистыми зеленовато-коричневато-желтыми оторочками силикатов урана, состоящими в основном из уранофана и бета-уранофана.

Хорошей иллюстрацией единства строения вторичных кайм по урановой смолке являются измененные прожилки урановой смолки, изученные с помощью метода сканирующей электронной микроскопии. Тоненькие прожилки (1—2 мм) урановой

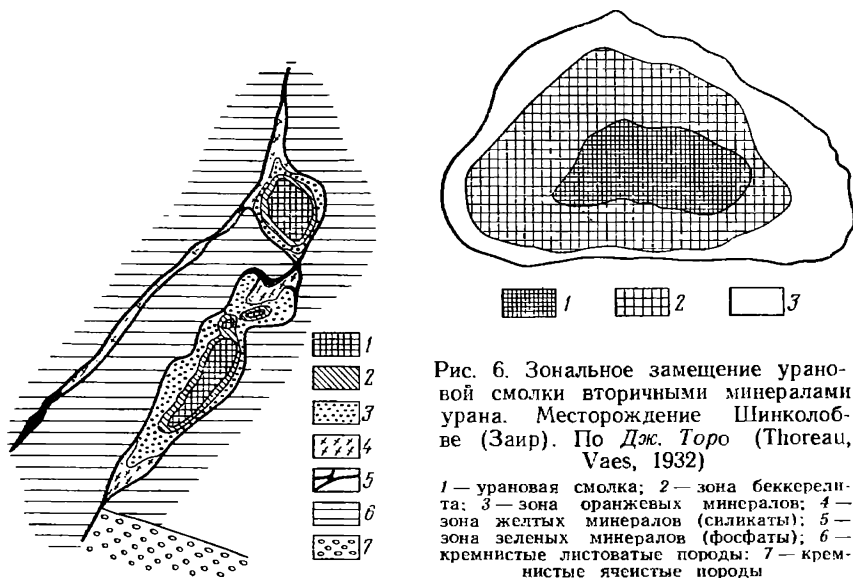


Рис. 6. Зональное замещение урановой смолки вторичными минералами урана. Месторождение Шинколобве (Заир). По Док. Торо (Thorgeau, Vaes, 1932)

1 — урановая смолка; 2 — зона беккерелита; 3 — зона оранжевых минералов; 4 — зона желтых минералов (силикаты); 5 — зона зеленых минералов (фосфаты); 6 — кремнистые листоватые породы; 7 — кремнистые ячеистые породы

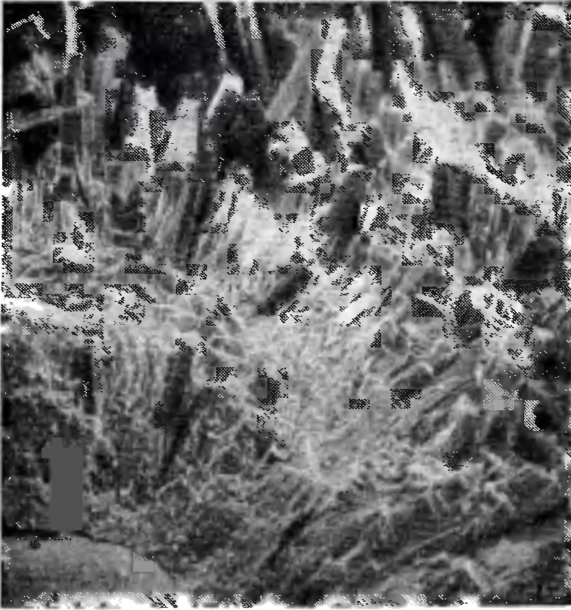
Рис. 7. Замещение урановой смолки ургитом

1 — урановая смолка; 2 — ургит; 3 — силикаты урана

смолки постепенно замещаются силикатами урана (уранофан + бета-уранофан). Под бинокляром (увел. 15- 20) в основании таких прожилков намечается еле видимая полосочка несколько более оранжевого оттенка по сравнению с желтыми силикатами. По аналогии с другими участками этого месторождения, где были отмечены гидроокислы урана (беккерелит и кларкеит), было предположено, что последние могут присутствовать и здесь. Ряд снимков с последовательно растущим увеличением, выполненных под руководством Г. С. Гришаенко на сканирующем микроскопе в Институте кристаллографии АН СССР (рис. 8, 9), дает полную возможность установить в основании прожилков хорошо окристаллизованные кристаллы гидроокислов урана типа беккерелита.

Если сравнить содержание урана в гидроокислах и силикатах урана, образующихся в первую стадию и сохраняющих

a



б

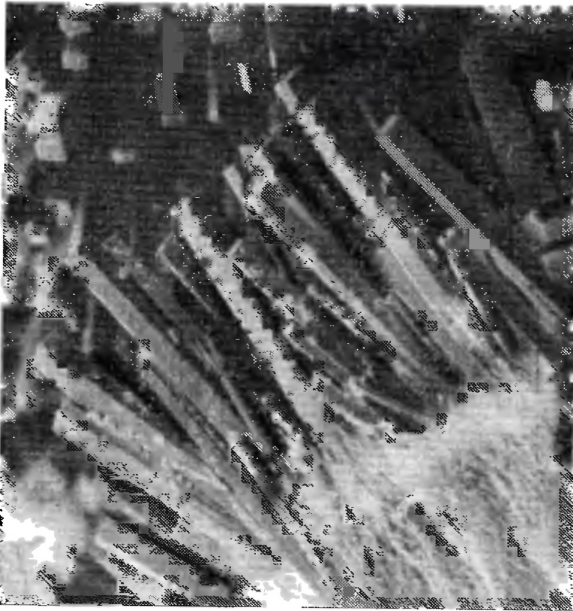


Рис. 8. Выделение силикатов урана (уранофан+бета-уранофан) по прожилку урановой смолки: *a*— со смолкой в нижнем левом углу; *б*— центральная часть прожилка.
Увел. 100

контуры первичных минералов, с содержанием урана в первичных минералах, то легко установить, что образование этих минералов сопровождалось относительно малым выносом урана; по содержанию они приближаются к первичным рудам.

С окисления сульфидов начинается вторая стадия процесса окисления. Для этой стадии характерна все более нарастающая степень кислотности по мере окисления сульфидов. В растворах

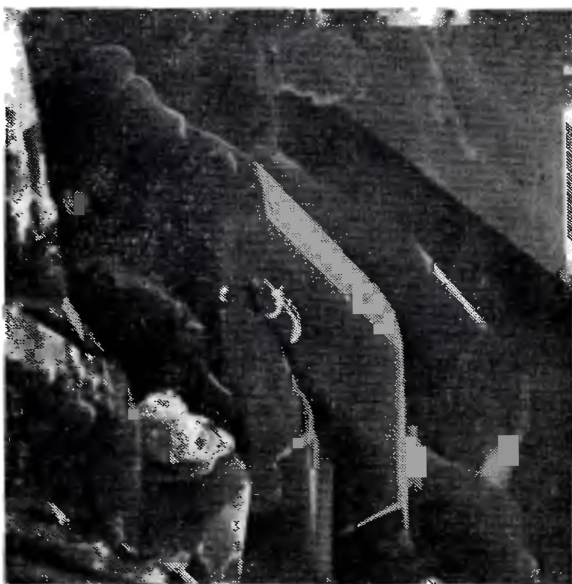


Рис. 9. Кристаллы гидроокислов урана типа беккерелита (деталь рис. 8, а). Увел. 3000

появляется серная кислота, которая активно воздействует на боковые породы, обеспечивая поступление в растворы новых катионов и анионов и, в частности, фосфорного аниона. При окислении сульфидов в растворы переходит также большое количество катионов металлов, а анионная часть обогащается мышьяковым анионом. В эту стадию создаются условия, благоприятные для образования группы урановых слюдок.

Огромное значение для минерализации, появляющейся в эту стадию, имеет состав сульфидов, в частности присутствие мышьяксодержащих сульфидов и арсенидов, которые служат исходным материалом для получения мышьякового аниона, а также состав вмещающих пород, снабжающих растворы фосфорным анионом.

Важно также количественное соотношение жильных карбонатов и других минералов-нейтрализаторов с сульфидами руд.

Минералы-нейтрализаторы, как показывает само название, нейтрализуют кислые растворы и тем самым определяют масштабы проявления последних и создают условия для высаживания вторичных минералов.

В случае незначительного развития сульфидов и широкого проявления нейтрализаторов появление кислых растворов будет спорадическим, пятнистым. Таким же пятнистым будет и появление вторичных минералов второй стадии — урановых слюдок. Минералы первой стадии, неустойчивые в кислой среде, в этом случае уничтожаются не полностью, а лишь частично.

При более широком развитии сульфидов кислая среда захватывает значительные области. Минералы первой стадии уничтожаются полностью, реликты их сохраняются лишь в участках с наиболее благоприятными условиями. В зоне окисления развиваются минералы второй стадии.

Если сульфиды резко преобладают над минералами-нейтрализаторами, то в обстановке кислой среды при незначительной нейтрализации растворов будет широко происходить вынос урана за пределы зоны окисления с крайне ограниченным образованием вторичных минералов. В предельном случае зона окисления может быть совершенно лишена индивидуализированных минералов урана и последний будет задерживаться лишь в минералах-адсорбентах: гидроокислах железа и марганца, глинистых минералах, хризоколле и др.

Наиболее типичными минералами второй стадии являются урановые слюдки: фосфаты и арсенаты. Огромное значение для состава слюдок имеет состав первичных руд и вмещающих пород, поставляющих необходимые компоненты для катионной и анионной частей слюдок.

На рис. 6 видно, что на месторождении Шинколовбе «гумитовые» оторочки, состоящие из зон гидроокислов и силикатов урана, сменяются зоной фосфатов урана. Вокруг зон ургита и силикатов урана можно выделить слюдковую зону, состоящую преимущественно из отенита (см. рис. 7).

Смена силикатов урана урановыми слюдками отчетливо фиксируется на месторождении 4, где силикатные оторочки по урановой смолке сменяются ореолами ураноспинитов (кальциевых и натриевых) и цейнерита.

Очень эффективным методом для фиксирования устойчивости минералов в обстановке меняющейся щелочности — кислотности оказался метод сканирующей электронной микроскопии.

На рис. 10, а, б показана часть плотного прожилка силикатов урана, состоящего из уранофана и бета-уранофана. Съемка кристаллов бета-уранофана с последовательно возрастающим увеличением показывает относительную их устойчивость. Каких-либо следов растворения, коррозии не наблюдается. Единственное, что здесь можно предположить — это возможное ме-

a



б



Рис. 10. Прожилки силикатов урана (бета-уранофан+уранофан) при увел. 100 (*a*) и 300 (*б*)

ханическое разрушение кристаллов по плоскостям отчетливо прослеживающегося полисинтетического двойникования. Если обратиться к выделениям бета-уранофана в том же месторождении, находящемся в непосредственной близости от вышеописанных, но где начинается отложение урановой слюдки (отенита), то становится очевидной неустойчивость их в обстановке растущей кислотности. При увеличении головки кристалла бета-уранофана до 10 000 уже можно проследить начинающееся выделение кристаллов отенита (рис. 11, 12). Точно такая же неустойчивость кристаллов бета-уранофана наблюдается и при повышении щелочности. На рис. 13, 14 показано «разъедание» кристаллов бета-уранофана на месторождении, для заключительной стадии формирования зоны окисления которого характерно появление натриевых цеолитов.

Если сульфидов на месторождении немного, то по мере их окисления и полного выщелачивания как катионная, так и анионная части растворов снова начнут обедняться и растворы приобретут нейтральный или слабощелочной характер. Начинается третья стадия в развитии зоны окисления, в ходе которой в основном происходит гидратационная переработка минералов второй стадии с образованием гидроокислов урана типа параскупита — скупита и силикатов урана (рис. 15—20). Для этой стадии характерно также появление минералов, в составе которых принимают участие анионы и катионы, типичные для вод данного региона, но недостаточные для преодоления влияния основной массы катионов и анионов, появляющихся в растворах в ходе второй стадии развития зоны окисления. Для многих регионов очень типично образование в третью стадию наряду с гидроокислами урана небольшого количества ванадатов урана.

Переходный период от второй стадии к третьей иногда хорошо фиксируется по развитию своеобразных минералов — фосфуранилита и его мышьякового аналога арсенуранилита (см. рис. 19—20). Что же касается развития и полного замещения урановых слюдок гидроокислами и силикатами урана, то оно очень широко известно и неоднократно приводилось в описаниях вторичных минералов самых разнообразных месторождений.

Если на месторождении в составе первичных руд практически полностью отсутствуют сульфиды, то в ходе развития зоны окисления выпадает вторая стадия и происходит слияние первой и третьей стадий. В результате здесь можно наблюдать лишь прогрессирующее изменение «гумитовых» оторочек в сторону все большего обогащения их кремнеземом и глиноземом. В предельном случае такие оторочки могут быть представлены минералами типа глинистых с редкими реликтами силикатов или гидроокислов урана, либо просто с повышенным количеством урана без макроскопически диагностирующихся урановых минералов.



Рис. 11. Кристаллы бета-уранофана в обстановке усилившейся кислотности. Увел. 1000

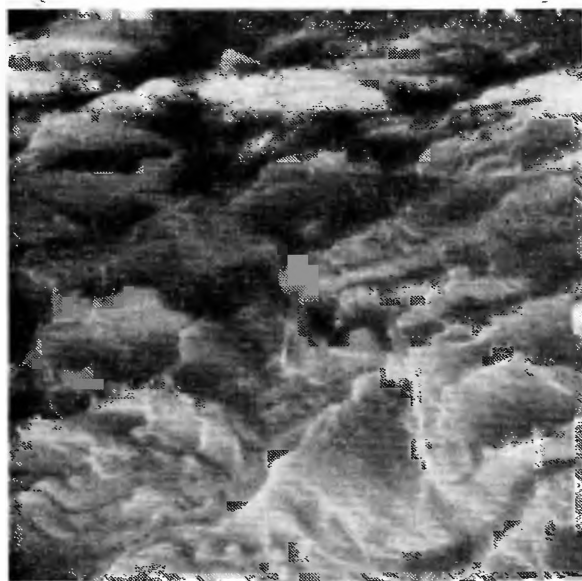


Рис. 12. Головка кристалла бета-уранофана в обстановке усидившейся кислотности. Увел. 10 000



Рис. 13. Кристаллы «бета-уранофана» с кристаллами цеолита (в центре снимка). Увел. 100



Рис. 14. Неустойчивость уранофана в обстановке усилившейся щелочности. Увел. 1000



Рис. 15. Параскупит, развившийся по метаотениту. Увел. 40



Рис. 16. Замещение урановой слюдки уранофаном. Увел. 15



Рис. 17. Начальные стадии замещения отенита уранофаном. Увел. 40



Рис. 18. Замещение урановой слюдки уранофаном. Увел. 1000



Рис. 19. Начальная стадия замещения урановой слюдки уранофаном (верхняя часть снимка). Псевдоморфоза фосфуранилита по отениту (нижняя часть снимка). Увел. 20



Рис. 20. Псевдоморфозы фосфуранилита по урановой слюдке. Увел. 20.

Остановимся еще на нескольких случаях отступления от намеченной схемы стадийности в развитии зоны окисления урановых месторождений и образования наиболее типичных для этой или иной стадии минералов.

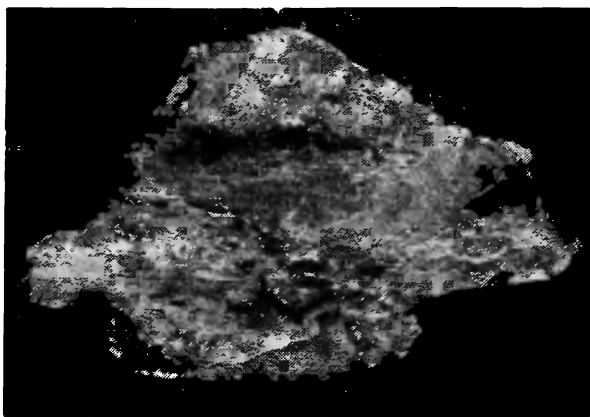


Рис. 21. Псевдоморфозы уранофана по прожилкам урановой смолки. Нат. вел.

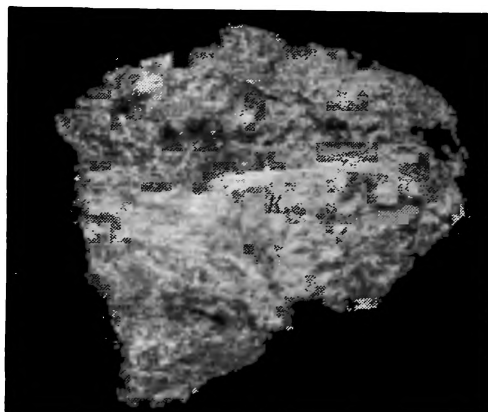


Рис. 22. Выделение каолинита (К) по прожилкам урановой смолки. Нат. вел.

Если в составе первичных руд урановых месторождений полностью отсутствуют мышьяксодержащие минералы, а вмещающие породы практически стерильны на фосфор, то в ходе второй стадии формирования зоны окисления вместо урановых

слюдок образуются силикаты урана, поскольку не существует растворов, не содержащих хотя бы небольших количеств кремнезема. В отличие от силикатов урана первой стадии, основная

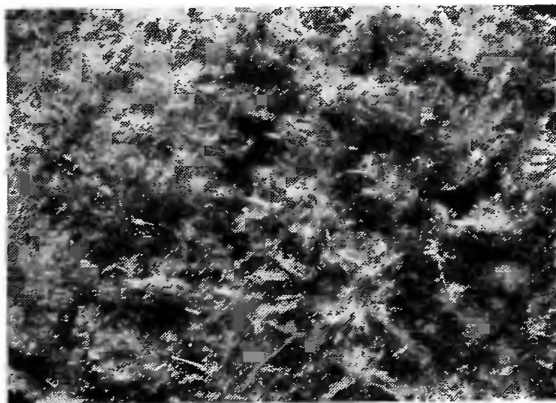


Рис. 23. Общий вид выделений «переотложенного» уранофана. Увел. 20.

масса которых образуется непосредственно по первичным урановым минералам (рис. 21, 22; см. рис. 8, 10), силикаты второй стадии так же, как и слюдки, образуются на некотором удалении от первичных руд (рис. 23, 24). Часто в литературе для них употребляется название «переотложенные силикаты». Разделить на таком месторождении вторую и третью стадии практически невозможно.

Двойственность характера выделений силикатов урана (силикаты, развивающиеся непосредственно по первичным минералам, и «переотложенные силикаты», отлагающиеся из растворов на расстоянии от первичных руд), давно отмечалась многими минералогами. В 1957 г. В. Г. Мелков (Мелков, Пухальский, 1957), систематизируя группу силикатов урана, обратил внимание на то, что приводимые в справочной литературе данные об изменчи-

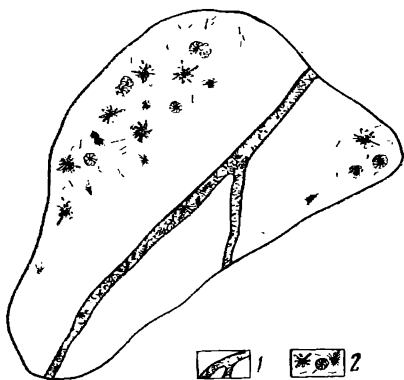


Рис. 24. Специфика выделений силикатов урана, развивающихся по первичным минералам урана (1), и переотложенных силикатов (2)

сти некоторых свойств силикатов урана вероятно ошибочны. то объясняется тем, что для каждого силиката урана существуют по крайней мере две разновидности, соответствующие двум разновидностям кальциевого уранил-силиката: уранофан и этауранофан (рис. 25, 26, 27).

Эту точку зрения полностью разделяет автор, тем более что атериалы, собранные ею, позволили выделить по две разновидности склодовскита, купросклодовскита и казолита, отличающиеся по оптическим свойствам.

С выводом же В. Г. Мелкова о том, что разновидности типа этауранофана (бета-уранотила) являются основными, а разновидности типа уранофана — нормальными, согласиться трудно. В начале своей систематики силикатов урана В. Г. Мелков указывает, что образование основных силикатов связано или с эндогенными условиями, или с особыми условиями гипергенеза, образование нормальных разновидностей — с обычными процессами гипергенеза. Но несколькими абзацами ниже в систематике В. Г. Мелкова начинаются противоречия: если все предположения систематики основаны на противопоставлении бетауранофана и уранофана, то в таблице силикатов урана $(\text{UO}_2)^{2+}$ соответствующем описании в тексте в нормальные силикаты с общей формулой $R(\text{UO}_2)_2[\text{Si}_2\text{O}_7]_n\text{H}_2\text{O}$ попадают склодовскит, уранофан, бета-уранофан (?), купросклодовскит, усигит, орлит, в основные — соддиит, казолит и почему-то гумит, хотя указано, что это смесь гидроокислов и силикатов урана. Если допустить, что при составлении таблицы допущена ошибка, и бетауранофан должен быть в отделе основных силикатов, то такое манчивое разделение силикатов урана, основанное на генетическом различии, не подтверждается природными наблюдениями. В составе неоднократно упоминающихся «гумитовых» оторочек, т. е. в одних из наиболее ранних продуктов изменения урановой смолки (по мнению многих авторов, могущих возникнуть и в эндогенных условиях), значительно чаще развит уранофан, чем бета-уранофан (Fron del, 1956, 1958; Banas, 1970; Gregg, Lopes, 1961).

Нередко прожилки урановой смолки замещаются уранофаном (см. рис. 21) и казолитом (см. рис. 22). В «гумитовых» оторочках по урановой смолке (см. рис. 8, 9) достаточно четко прослеживается одновременность выделения уранофана и бетауранофана, или даже некоторое опережение по времени выделения уранофана. Здесь не фиксируется так часто отмечавшееся в литературе замещение бета-уранофана уранофаном (см. рис. 10; рис. 28). Бета-уранофан и казолит нередко образуются наиболее поздние стадии формирования зоны окисления, зоне окисления экзогенных месторождений и в эвапорационных урановых аномалиях (Ковалев, 1962). Казолит, отнесенный в таблице В. Г. Мелкова к основным силикатам, не менее часто прослеживается в числе наиболее поздних минералов зоны окис-

а



б

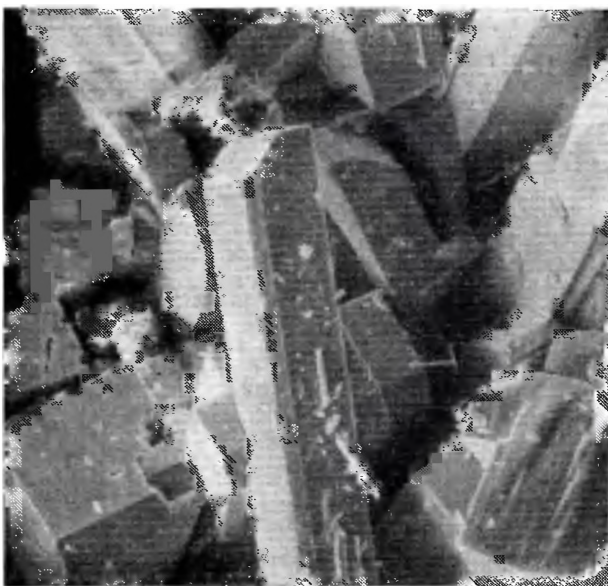


Рис. 25. Развитие кристаллов уранофана по бета-уранофану:

а — увел. 100, *б* — увел. 300

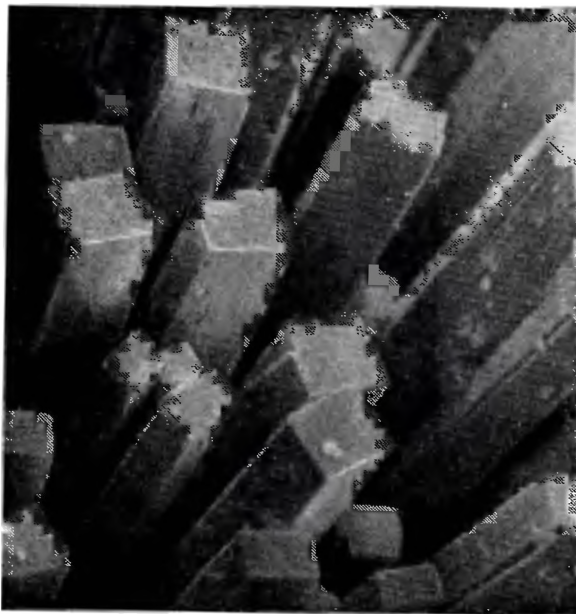


Рис. 26. Кристаллы бета-уранофана. Увел. 300



Рис. 27. Кристаллы уранофана. Увел. 1000

a



b

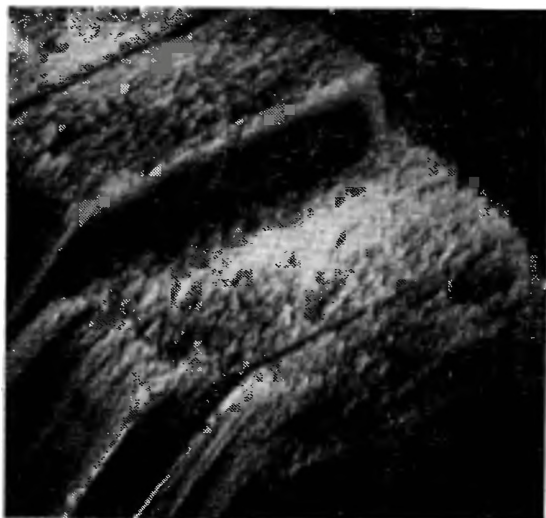


Рис. 28. Кристаллы «бета-уранофана»
a — увел. 1000, *b* — увел. 3000

а



б



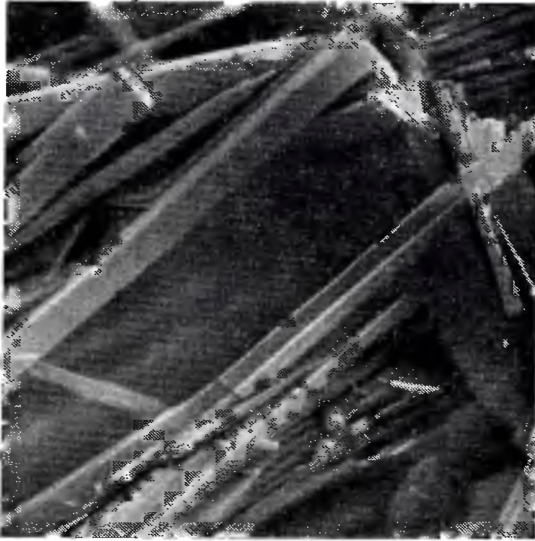


Рис. 29. Разновидности кристаллов казолита:
а — увел. 1000, б — увел. 3000, в — увел. 10 000

ления (Arribas, 1967). Среди таких очень поздних выделений казолита можно наблюдать различные формы кристаллов, резко различающиеся по своим размерам и морфологии (рис. 29).

Таким образом, в настоящее время невозможно выделить среди силикатов «переотложенных» и развивающихся непосредственно по первичным минералам специфические генетические разности. По-видимому, в недалеком будущем кристаллохимии определят несколько разностей в каждом виде силикатов урана, но на сегодняшний день это еще не достигнуто (Smith *с. а.*, 1957; Gorman, Nuffield, 1955; Gorman, 1957; Мокеева, 1959, 1964, 2, 3).

При разборе особенностей первичных урановых минералов, позволяющих рассматривать их поведение при окислении в различного типа месторождениях как единый процесс, было сказано, что в качестве такой особенности несколько условно принимается явно более быстрая изменчивость урановых минералов по отношению к сульфидам и сульфоарсенидам, хотя в отдельных случаях наблюдается исключение из этого правила. В частности, ряд арсенидов чрезвычайно быстро изменяется в процессе окисления (Яхонтова, 1958; Яхонтова, Раудонис, 1956; и др.).

По данным П. А. Раудониса (1967 г.), большинство арсенидов весьма энергично окисляются в воздушной среде. В ряде случаев шмальтин, раммельсбергит и никелин в кислородсодержащих растворах разлагаются интенсивнее, чем в 0,5%-ном

Н 1) сернокислом растворе. Легкая окисляемость арсенидов обменно четко выявляется при сравнении их скорости окисления со скоростью окисления сернистых минералов.

В большинстве опытов с арсенидами количество окислившегося вещества через 10 суток обычно превышает 1%, иногда — 35%. Максимальные значения процента окисленности вещества характерны для шмальтина, раммельсбергита и их смесей никелином и другими арсенидами, минимальные (0, $n-n\%$) — для никелина, сафлорита, лёллингита и их парных смесей.

При окислении сульфидов количество окисленного вещества течение суток в большинстве случаев не превышает 1%. Включением являются полидимит и некоторые искусственные ежеосажденные тонкодисперсные сульфиды, которые за 10 суток окислились больше чем на 1%.

В опытах с мономинеральными фракциями сульфидов пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, борнит) количество окисленного вещества через 10 суток чаще всего составляет тысячные доли процента и еще меньшие количества. Более высокие количества вещества (десятые доли процента) окислились в опытах с пирротинитом, пентландитом и троилитом — минералами, которые в природных условиях окисляются значительно быстрее других сульфидов (Смирнов, 1951). Минералы эти в опытах измельчались в большей степени, чем арсениды. Количество окисленной доли от общего веса сфалерита, пентландита, халькопирита, энаргита в случаях обработки их в смеси с пиритом и марказитом составляло в среднем десятые доли процента.

Особенно большое значение имеет сравнение скоростей окисления арсенидов и пирита — минерала, определяющего характер развития зоны окисления многих рудных месторождений. Известно, что пирит наряду с аргентитом, халькопиритом и арказитом принадлежит к числу наиболее стойких сульфидов в природных условиях (Смирнов, 1951). Цифровые значения, характеризующие скорость окисления этого минерала в водных растворах, сильно различаются в зависимости от условий опытов. Количество окислившегося пирита через 10 суток в разных опытах варьирует от 0,001 до 0,34%. Наиболее высокие значения получены при использовании более тонко измельченного материала, чем в опытах с арсенидами.

Таким образом, по данным экспериментальных исследований, пирит, как и многие другие сульфиды, сульфидоарсениды и сульфосоли (халькопирит, сфалерит, галенит, борнит, арсенопирит и др.), окисляется в водных растворах значительно труднее по сравнению с арсенидами. Скорость окисления шмальтина, раммельсбергита и их смесей с никелином и сафлоритом в десятки и сотни раз превышает интенсивность окисления пирита, халькопирита, марказита, галенита и др.

Об исключительно высокой окисляемости главнейших арсе-

йидов месторождений — никелина, раммельсбергита и шмальтина — говорит тот факт, что они довольно легко разрушаются на воздухе. По данным Л. И. Гавриловой (1959), кубики, выпленные из арсенидных руд, обнаруживают заметные следы окисления при нахождении их в течение 50 суток в атмосфере воздуха. Потеря в исходном весе образцов после растворения новообразований в конце опытов составляла от 0,7 до 17,7% в зависимости от условий экспериментов — температуры, состава руд и влажности воздуха.

Скорость изменения арсенидов либо сопоставима со скоростью изменения первичных урановых минералов, либо даже несколько опережает их. Поэтому в урановых месторождениях, в составе руд которых имеются соответствующие арсениды, в первую стадию вместе с гидроокислами и силикатами урана или даже несколько раньше их образуются урановые слюдки, главным образом трегерит. Впоследствии трегерит может замещаться какой-либо другой урановой слюдкой, поскольку UO_2^{2+} представляет собой слишком неустойчивый катион, легко вытесняемый другими.

Стадийное развитие зоны окисления происходит на фоне непрерывного изменения условий кислотности — щелочности. Если для эндогенной минералогии «проблема кислотности — основности гидротермальных растворов относится к узловым и наиболее актуальным проблемам» (Жариков, 1967, стр. 75), то для гипергенной минералогии оно является основным «движущим фактором». Постепенные изменения в процессе окисления условий кислотности — щелочности хорошо видны при реконструкции последовательности отложений вторичных минералов в зоне окисления сульфидно-урано-титанового месторождения с широко развитыми кварцевыми жилами.

Здесь на поверхности участка Северного можно проследить, как в пустотах кварцевых жил кристаллы кварца покрываются тонкими пленками опала, постепенно переходящими в хризоколлу и затем в малахит. В отдельных случаях на хризоколле развиваются урановые слюдки, иногда замещающиеся ванадатами.

В Южном участке на корочки опала нарастают основные арсенаты урана, главным образом эринит. На последнем местах высаживаются урановые слюдки, а местами арсенованадаты меди. Эти образования затем перекрываются хризоколлой, которая в свою очередь может покрываться корочкой аллофана (рис. 30, а, б). Такая последовательность свидетельствует о господствующей в ходе процесса окисления слабощелочной среде. Степень щелочности иногда повышалась; рН образования эринита, по данным К. Гийемана (Guillemin, 1956) 9—10, иногда понижалась до слабо кислых условий с рН 4—6, необходимых для образования урановых слюдок и ванадатов.

Приведенные выше соображения о смене от стадии к стадии условий кислотности — щелочности основывались на большом

практическом материале непосредственных полевых наблюдений. Подтверждаются они и теоретическими работами современных физико-химиков и геохимиков, а также рядом экспериментальных данных.

В работах В. Г. Мелкова и Л. Ч. Пухальского (1957), В. В. Щербины («Основные черты геохимии урана», 1963),

Л. С. Евсеевой и А. И. Перельмана (1962), во многом основанных на экспериментальных данных, можно найти сведения об условиях существования основных гипергенных минералов урана, хорошо согласующиеся с намеченной схемой.

Если воспользоваться уже цитированной выше статьей В. А. Жарикова, то можно получить следующие значения условных потенциалов ионизации для наиболее часто встречающихся в зоне окисления урановых минералов: гидроокисел — скупит 185 (щелочная среда), силикат — уранофан 194 (щелочная, близкая к нейтральной среда), урановая слюдка — отенит 213 (кислая).

Кислая до нейтральной обстановка высаяживания слюдок, нейтральная или слабощелочная обстановка образования урановых силикатов — достаточно общепринятые положения.

Остановимся еще раз на преимущественно щелочных условиях образования гидроокислов урана. По экспериментальным данным И. Г. Жильцовой (Жильцова, Карпова, 1972), оптимальными условиями для образования некоторых гидроокислов урана являются слабокислые — нейтральные растворы с pH 5—7. (Вывод этот относится только к двум образцам гидроокислов урана из одного месторождения, охарактеризованных неполными химическими анализами.) Существенным недостатком этого эксперимента является отсутствие данных о влиянии изменяющихся физико-химических условий на образование гидроокислов урана. Между тем область устойчивости гидроокисла

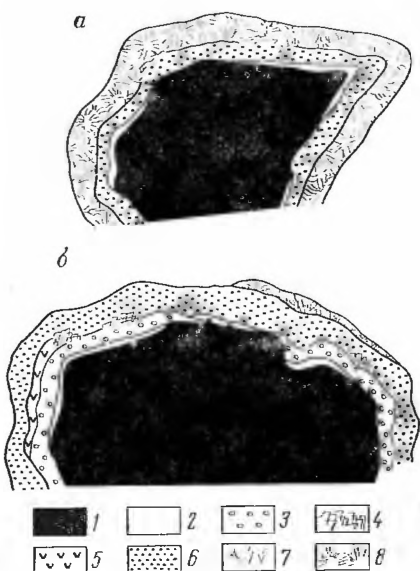
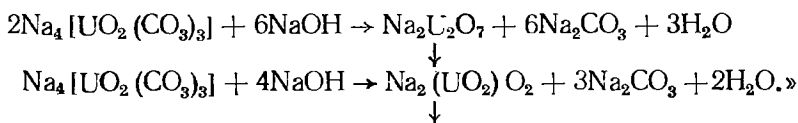


Рис. 30. Последовательность выделения вторичных минералов на сульфидно-урано-титановом месторождении

a — участок Северный, *б* — участок Южный; 1 — кварц; 2 — опал; 3 — арсенаты меди; 4 — урановые слюдки; 5 — ванадаты меди; 6 — хризокolla; 7 — аллофан; 8 — малахит

урана очень чувствительна к изменению таких факторов, как рН, концентрация, температура и др. Очень важным фактором является суммарная концентрация CO_2 .

Некоторые данные о щелочной обстановке образования гидроксидов урана можно получить из опытов технологов, вот уже много лет использующих карбонатный метод выщелачивания урановых руд. «При щелочном (карбонатном) процессе вскрытия минералов урана наиболее часто применяют выщелачивание карбонатом или карбонатом натрия; иногда для этих целей используется карбонат аммония. Некоторые авторы считают, что самым эффективным щелочным реагентом является смесь карбоната и бикарбоната натрия, так как бикарбонат натрия предотвращает чрезмерное повышение рН раствора в процессе выщелачивания, и тем самым препятствует обратному осаждению урана из раствора... (разрядка моя. — Л. Б.). После того как уран переведен в раствор и тем самым отделен уже от многих примесей, оставшихся в нерастворенном виде, требуется вновь выделить уран из раствора. Это легко достигается увеличением рН раствора (разрядка моя. — Л. Б.) при добавлении NaOH или соды, т. е. простым методом осаждения. Осадок представляет собой диурат натрия $\text{Na}_2\text{U}_2\text{O}_7$, возможно, с примесью некоторого количества ураната натрия $\text{Na}_2(\text{UO}_2)_2$. Реакцию осаждения можно представить в следующем виде:



(Липилина, 1959, стр. 272).

Укоренившийся в химической и минералогической практике термин «уранаты» является пережитком старых представлений, неправильно отражающих химическую сущность гидротермальных окислов урана, простых и сложных¹. Не «уранаты», а простые и сложные окислы и гидроокислы уранила, которые в дополнение могут быть в разной степени гидротированными («Основные черты геохимии урана», 1963).

Зональность

Сочетание стадийности в формировании зоны окисления с различными условиями окружающей среды (вещественный состав руд и вмещающих пород, тектоническая обстановка, усло-

¹ В настоящее время почти вся группа так называемых уранатов (в том числе и приведенных выше уранатов натрия) после структурного анализа целого ряда минералов, переведена в гидроксиды урана (Sampson, Sillen, 1948; Zahariassen, 1954_{1,2}; Gruner, 1954; Frondel, Meyrowitz, 1956; Brasseur, 1948; Christ, Clark, 1960; Toussaint, 1961; Protas, Rerat, 1962; Protas, 1957, 1963; Protas, Granger, 1965).

вия обводненности и др.) приводит к появлению на месторождении определенной зональности. Зональность может быть как горизонтальной, так и вертикальной.

На собственно урановых месторождениях, совершенно лишенных сульфидной минерализации, трудно ожидать появления ярко выраженной зональности. В ходе развития процесса окисления в верхних частях месторождения, по-видимому, будет наблюдаться все больший вынос урана из рудных тел и преобладающее развитие силикатных минералов. Однако заметного различия минерального состава с глубиной не будет.

Для месторождений этого типа характерна четко выраженная горизонтальная зональность, отражающая стадийное формирование зоны окисления. Она выражается в образовании вокруг первичных руд последовательно развивающихся оторочек, соответствующих «гуммитовым» каймам (Fronde!, 1956).

Строение «гуммитовых» оторочек, т. е. горизонтальная зональность на месторождении, легко может искажаться за счет выпадения той или иной части. Чем меньше на месторождении мощность первичного прожилка и чем больше его проработанность, тем легче ожидать выпадения из «гуммитовых» оторочек отдельных зон и, следовательно, тем больше возможность полного отсутствия на месторождении горизонтальной зональности.

В сульфидно-урановых месторождениях чаще наблюдается хорошо выраженная вертикальная, а нередко также горизонтальная зональности. Наиболее типичная для месторождений этого типа вертикальная зональность изучалась В. Г. Мелковым (Мелков, Пухальский, 1957) в зоне окисления хорошо изученного сульфидно-уранового месторождения. В самой верхней части зоны окисления здесь наблюдается развитие гидроокислов урана (параскупит), силикатов урана (уранофан) и урансодержащих гиалитов. Ниже следует зона развития слюдок, причем в верхней части явно преобладают светлые, зеленовато-желтые, обычно кальциевые слюдки, а в нижней части — более темные, зеленые, медные. Ниже зоны слюдок образуется зона выщелачивания урана, приурочивающаяся к сезонному колебанию уровня грунтовых вод и завершающая собственно зону окисления. Еще ниже следует черневая зона с регенерированными окислами урана, представляющая собой зону вторичного обогащения.

Зональность, рассматриваемая В. Г. Мелковым, является результатом сочетания минерализации второй и третьей стадий. Минерализация первой стадии полностью уничтожена в период воздействия кислых вод второй стадии.

В случае незначительного развития сульфидов и достаточно широкого проявления карбонатов, т. е. в условиях, приближающих месторождение к типу собственно урановых, минерализация первой стадии (гидроокислы и силикаты) уничтожается не полностью. В зоне окисления появляется прослой слюдковой

минерализации среди гидроокисно-силикатной минерализации первой и третьей стадий.

Совместное нахождение минерализации трех стадий формирования зоны окисления отражается как на вертикальной, так и на горизонтальной зональности. Примером может служить урано-сульфидное месторождение № 4, рассматриваемое ниже. В зоне окисления этого месторождения с глубиной увеличивается количество силикатов (редко гидроокислов урана), развивающихся непосредственно по урановой смолке. Иногда вместе с силикатами урана или опережая их по урановой смолке образуется трегерит.

С приближением к поверхности увеличивается количество слюдок — цейнерита и ураноспинита, а в наиболее приповерхностных частях возрастает количество натриевого ураноспинита, вначале замещающего Са-ураноспинит, а затем и цейнерит. Это связано с определенным изменением климатического фактора в период формирования зоны окисления, о чем более подробно будет сказано при описании месторождения № 4. Вместе с Na-ураноспинитом в верхних частях зоны окисления появляется тьямунит.

В зоне окисления этого месторождения установлена и горизонтальная зональность, особенно хорошо проявленная на нижних горизонтах. Первичные рудные прожилки замещаются силикатами (реже гидроокислами) урана и трегеритом, а на флангах развиваются ураноспиниты и цейнериты. Горизонтальная зональность отчетливо прослеживается по распределению урановых слюдок и в другом сульфидно-урановом месторождении № 5. Здесь с удалением от рудных жил, содержащих урановую смолку, отениты сменяются сабугалитами и водородными отенитами.

Однако гораздо чаще по сравнению с хорошо выраженной зональностью на месторождениях бывает проявлено лишь определенное изменение минерализации зоны окисления, связанное с изменением вещественного состава того или иного участка. В некоторых случаях специфика развития первичных минералов может даже создать видимость обратной зональности.

Так, например, в нескольких уран-сульфидных месторождениях преимущественное развитие в верхних участках халькопирита привело к появлению в верхних частях месторождения темных медных слюдок, а в более низких — светлых кальцевых.

Большинство опубликованных примеров зональности в зоне окисления урановых месторождений относится к урано-сульфидным месторождениям и по сути дела отвечает зональности зоны окисления сульфидных месторождений (собственно зона окисления, подзона выщелачивания, зона цементации). Что же касается зональности в собственно зоне окисления, то здесь все обстоит намного сложнее. Обычно в эту зональность вносятся

элемент искусственности, как, например, в зональность месторождения Мэрисвейл (Колорадо, США), которая внешне наиболее приближается к классической зональности В. Г. Мелкова (рис. 31).

Подробное описание распределения вторичных минералов в зоне окисления этого месторождения приводят Д. Виант и Ф. Стюгард (Wyant, Stugard, 1952), которые без достаточного основания выделяют подзоны в собственно зоне окисления. За

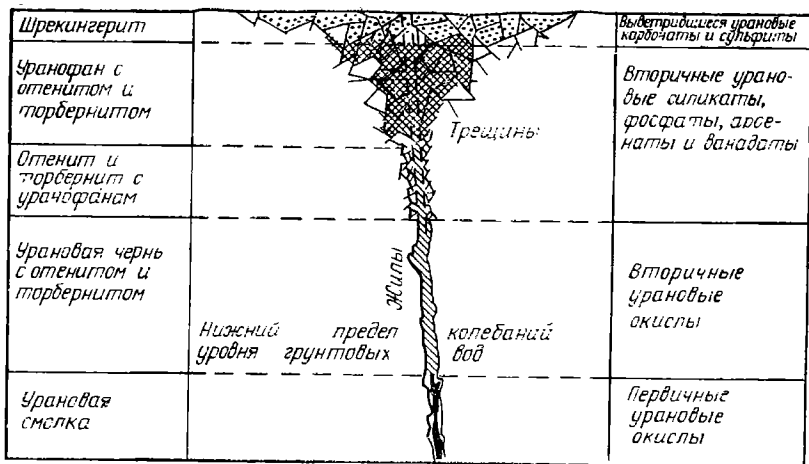


Рис. 31. Вертикальная зональность в зоне окисления месторождения Мэрисвейл. По Д. Г. Вианту и Ф. Стюгарду (Wyant, Stugard, 1952)

исключением самой приповерхностной части, где в основном развит шрекингерит, по всему разрезу зоны окисления преобладающим минералом является отениит. В подчиненном количестве и без какой-либо определенной закономерности в ассоциации с отениитом развиты торбернит и уранофан. Появление в приповерхностной части шрекингерита очень характерно для зон окисления месторождений типа Мэрисвейл (месторождение с сильной окислительной каолинизацией, расположенное в условиях жаркого климата) и связано с подсосом растворов в приповерхностные части через каолинитовую толщу.

С еще большим элементом случайности связана установленная Д. Д. Хогартом (Hogarth, 1951) горизонтальная зональность на месторождении Николсон в Канаде (рис. 32).

Внешне очень эффектная схема зональности Д. Д. Хогарта, широко публикуемая в различных минералогических пособиях, при ближайшем рассмотрении оказывается совершенно несостоятельной. Основой для нее послужили изолинии процент-

ного содержания урана, разбивающие планы поверхности месторождения на ряд зон. Однако изолинии проведены по единичным находкам вторичных минералов, причем в некоторых случаях, как, например, для казолита, другие урановые минералы, находящиеся в ассоциации с ним, не определены. Не удивительно, что такая зональность практически неприемлема не только ни к одному из других месторождений, но и к самому месторождению Николсон, как это показали более поздние работы (MacDonald, Kerimeen, 1956).

О роли факторов, определяющих развитие зоны окисления

Развитие зоны окисления урановых месторождений, так же как и сульфидных месторождений, происходит в зависимости от ряда факторов, выделенных в свое время С. С. Смирновым: «Совокупность факторов, определяющих характер зоны окисления, можно подразделить на две группы: группу региональных или общих факторов, влияние которых более или менее сказывается на всех месторождениях данного района или даже нескольких районов, и группу факторов местных или локальных, оказывающих влияние на ход окисления лишь данного месторождения или части его. К первой группе относятся климатические и морфолого-тектонические факторы и общие особенности металлогении и химизма вод данной области, а ко второй — характер данного рудного тела (его минеральный состав, структурные и текстурные особенности, условия залегания и характер боковых пород)». (Смирнов, 1951, с. 1).

Любой из этих факторов играет определенную роль при формировании зоны окисления урановых месторождений, однако довольно отчетливо вырисовывается ведущая роль одного из них — вещественного состава первичных руд. Совершенно есте-

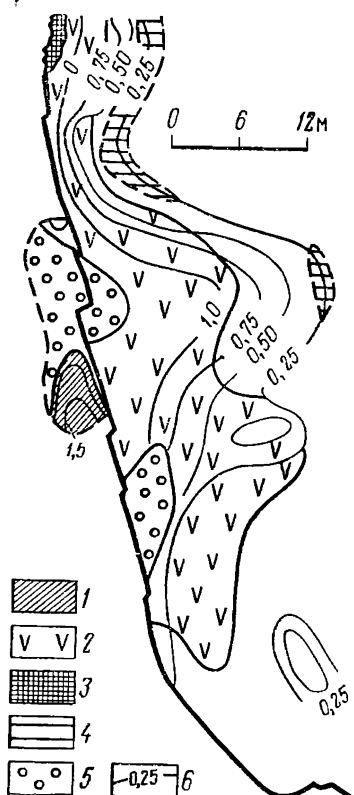


Рис. 32. Горизонтальная зональность в зоне окисления месторождения Николсон. По Д. Д. Хогарту (Hogarth, 1951)
1 — казолит; 2 — уранотил; 3 — купроскладовскит; 4 — метацейнерит; 5 — доломит (пустой); 6 — изолинии процентного содержания U_3O_8 .

ственно, что вещественный состав зоны окисления в первую очередь является прямым отражением вещественного состава первичных руд¹.

Качественная расшифровка вещественного состава первичных руд по вещественному составу зоны окисления была бы очевидно невозможна, если бы последний создавался в основном под влиянием какого-либо другого фактора. Такие факторы, как климат, положение месторождений в рельефе, тектоническая обстановка, в гораздо большей степени оказывают влияние на количественную сторону зоны окисления, регулируя интенсивность и скорость процессов окисления.

Остановимся на этих факторах несколько подробнее. В. В. Щербина считает, «что практически все многообразие типов выветривания может быть сведено к двум основным аридному и гумидному с участием или без участия сульфидов» (Щербина, 1960, с. 78).

В другой своей работе он же подчеркивает, что «среднегодовая температура, а также максимальная температура воздуха имеет большое значение. Достаточно указать, что в Полярной Канаде (Большое Медвежье озеро), где господствуют процессы физической дезинтеграции, настуран в неизменном виде встречается на поверхности, тогда как в кварц-вольфрамитовых жилах Португалии до глубины 100 м наблюдались только вторичные уранофаны. Присутствие огромного количества гидроокислов урана в Катанге, где в сульфидных жилах содержались и пирит, и халькопирит, и молибденит, обеспечивающие перенос урана в форме сульфата достаточным количеством серы, но где в условиях жаркого климата процессы гидролиза шли особенно интенсивно, говорит о том, что именно эти минералы являются логичным завершением гидролиза сульфатов урана» (Щербина, 1957, с. 493).

Но ведь именно Большое Медвежье озеро и Катанга приводятся различными исследователями и, в частности, К. Фронделем при описании «гуммитовых» оторочек как примеры удивительного однообразия строения последних в бессульфидных участках самых различных месторождений. Однако масштабы проявления этого изменения совершенно различны: если в Катанге можно говорить о крайне широко прошедшем процессе, то в Большом Медвежьем озере он очень незначителен, т. е. в этих примерах весьма наглядно проявлена количественная сторона влияния климатического фактора.

Большая часть отечественных минералогов знает эти месторождения только по литературным источникам (Thoreau, Tendonck, 1933; Герасимовский, 1956) и великолепным музейным

¹ Большая часть данной работы посвящена разбору классификации типов зон окисления. Классификация эта предусматривает прогнозные цели, поэтому вполне понятен явный упор, делающийся на фактор вещественного состава.

образцам. Эти сведения однозначно показывают, что гидроокислы урана Катанги, развивающиеся непосредственно по урановой смолке, «съедают» ее и, следовательно, представляют собой в основной массе самую первую стадию изменения последней, и никак не могут быть «логичным завершением гидролиза сульфатов урана».

Целый ряд других примеров убедительно показывает, что в зависимости от первичного состава руд наблюдаются аналогичные по составу зоны окисления как в районах вечной мерзлоты, так и в самых южных районах, хотя и в различной степени проявленные. Однако в некоторых случаях наблюдается явное несоответствие климата и зон окисления: иногда в районах вечной мерзлоты встречаются более ярко выраженные зоны окисления, чем можно было бы здесь ожидать.

Это безусловно объясняется тем, что в большинстве случаев мы имеем дело не с современными зонами окисления, а с более древними. По данным Ф. В. Чухрова, «практически во всех месторождениях, в которых зона гипергенеза выражена достаточно отчетливо, процессы изменения руд проявились в геологическом прошлом после того, как породы, покрывавшие рудные месторождения, оказались денудированными и создались условия для продолжительной нисходящей циркуляции растворов, вызывавших разнообразные изменения в рудах.

На обширной территории Казахстана, где развиты палеозойские месторождения, устанавливаются две главные эпохи формирования коры выветривания — мезозойская (триас — юра) и нпжнетретичная. Очевидно, зона гипергенеза многих месторождений на этой территории была сформирована еще в мезозое. Такой же возраст следует приписать древним зонам гипергенеза многих рудных месторождений.

В горных районах древние зоны гипергенеза в связи с альпийским горообразованием были в той или иной степени уничтожены или подверглись своего рода омоложению благодаря проявлению новой эпохи выветривания руд, которая продолжается и в настоящее время.

В районах Сибири, где после ледникового времени сохраняется вечная мерзлота, древние (частью дотретичные) зоны гипергенеза оказались законсервированными и сохраняются без изменения. Местами такая консервация продуктов древнего выветривания в вечномерзлых грунтах наблюдается в горных районах. На Кольском полуострове, как и в Скандинавии, древние зоны гипергенеза было полностью или в значительной части уничтожены ледниковой денудацией, более поздние процессы еще не создали здесь значительных концентраций продуктов гипергенеза» (Чухров, 1962, с. 21—22).

Говоря о минералогическом однообразии зон окисления однотипных урановых месторождений, расположенных в самых разнообразных современных климатических условиях, и призна-

вая возможность более древнего их образования, следует отметить гипотезу В. П. Петрова об определенных периодах развития кор выветривания. По его мнению существует несколько наиболее мощных периодов каробразования, которые находятся в определенной зависимости от переломных эпох в геологической истории. По данным Н. М. Страхова (1949), «за послепротерозойское время последовательно сменились три типа климатической зональности, ясно отличающихся один от другого расположением теплых поясов относительно современного экватора... Хронологически климатические этапы отвечают в общем этапам тектонического развития Земли, но характерно сдвинуты относительно последних, несколько запаздывая как в своем начале, так и в окончании. В периоды смены климатической зональности имело место резкое изменение наклона плоскости экватора. В эти же периоды происходило выравнивание климата (разрядка моря — Л. Б.), сменявшиеся общей гумидизацией климата, которая наступала вскоре после ломки старого климатического режима» (Петров, 1967, с. 316). Именно к этим эпохам перестройки климата приурочены мощные коры выветривания и, следовательно, те существенные климатические различия, которые фиксируются в настоящее время, в эти эпохи в значительной степени были сглажены.

КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ ЗОН ОКИСЛЕНИЯ

С учетом изложенных положений о стадийности процессов окисления, зональности, степени влияния различных факторов на развитие определенного типа зоны окисления можно подойти и к вопросу классификации типов зон окисления. Первая попытка такой классификации была сделана в 1958 г. и изложена в докладе на I Женевской конференции по мирному использованию атомной энергии («Минералогические типы...», 1959). Было выделено несколько типов зон окисления (табл. 1).

Таблица 1
Зоны окисления месторождений урана

Месторождения	Типы зон окисления
Собственно урановые	Гидроокисно-силикатный Силикатный
Сульфидно-урановые	Силикатный ¹ Слюдково-силикатный Слюдковый Лимонитовый

¹ Разделение силикатного типа зоны окисления на две группы месторождений не было принято в статье 1958 г., хотя оно и оговаривалось в тексте.

Если обратиться к новой классификации (см. табл. 17), то легко увидеть, что основным отличием ее от классификации 1958 г. является добавление новых типов зон окисления, объединенных в единую группу, и что соответствующие этой группе урановые месторождения по сути являются частью ранее рассматривавшейся единой группы сульфидно-урановых месторождений. Необходимость такого разделения диктовалась теми новыми фактами, которые накопились в практике изучения зон окисления за последние годы.

Зоны окисления собственно урановых месторождений и их прогнозные возможности

В классификации типов зон окисления гидротермальных месторождений урана первые два типа характерны для собственно урановых месторождений, т. е. для месторождений, почти нацело лишенных сульфидов, особенно тех, которые способны создать кислый характер вмещающей среды. Сопоставляя с данной в предыдущем разделе схемой стадийности в развитии зоны окисления, нетрудно представить, что процесс окисления протекает здесь в условиях нейтральной, слабощелочной и щелочной среды и сопровождается изменением первичных руд на месте. Основными минералами, образующимися в этих месторождениях, являются гидроокислы и силикаты урана (табл. 2).

Существенно гидроокисные зоны окисления наиболее характерны для пегматитов и для чисто ураново-карбонатных месторождений, особенно расположенных в породах, не способствующих быстрому обогащению вод кремнеземом.

Со спадом щелочности и при условии достаточного обогащения вод кремнеземом зоны окисления собственно урановых месторождений по составу образующихся в них минералов все более сдвигаются в сторону силикатной составляющей. В Советском Союзе силикатные зоны окисления значительно более распространены, а собственно гидроокисный тип настолько редок, что даже не включался в таблицу в качестве самостоятельного типа.

Сравнительно редкое развитие больших скоплений гидроокислов урана связано со спецификой условий их образования: для возникновения гидроокислов урана необходимы богатые контрастные урановые руды. Поэтому все открытия новых гидроокислов урана всегда связаны с разведкой и отработкой месторождений с богатыми рудными телами. Так, первый наиболее крупный вклад в минералогии гидроокислов урана был сделан в ходе разведки уранового месторождения Шинколовбе (20—30-е годы нашего столетия), где впервые были установлены и изучены 10 гидроокислов урана: скупит, параскупит, беккерелит, бильетит, ванденбрандеит, фурмарьерит, кюрит, маскуит,

Урановые минералы гидроокисно-силикатных зон окисления

Минерал, формула	Сингония; пространственная группа; константы ячейки (в Å). Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твер- дость	Показатели преломления, плеохроизм		
					n_g	n_m	n_p
Гидроокислы							
Гидронастуран $UO_2 \cdot 5-8 n H_2O$	Аморфный, плотные агрегаты	Черный; стеклянный	4, 3—4, 6	2—4	1, 781—1, 715		
Урнит $UO_2 \cdot n H_2O$	Аморфный, плотные агрегаты	Бурый, янтарный, желтый	3, 8—4, 17	2—3	1, 669—1, 680		1, 647—1, 657
Шпинит $UO_2 \cdot 5UO_3 \cdot 10H_2O$	Ромбическая; $a_0=11, 52, b_0=7, 15,$ $c_0=30, 3.$ Таблитчатые, игольчатые	Фиолетовый, стеклянный	5, 16	2—3	1, 92 темно- фиолетовый	1, 90 светло- фиолетовый	1, 674 бесцветный
Скулит $UO_2(OH)_2 \cdot n H_2O$	Ромбическая; $D_{2h}^{15} - P6ca; a_0=14, 23,$ $b_0=16, 72, c_0=14, 62.$ Призматические	Желтый; стеклянный	3, 7—2, 0	2—3	1, 735 желтый	1, 735 желтый	1, 690 бесцветный
Параскулит $UO_2(OH)_2 \cdot n H_2O, n < 1$	Ромбический; $D_{2h}^{15} - P6ca; a_0=14, 12,$ $b_0=16, 83, c_0=15, 22.$ Столбчатые, игольчатые	Желтый; алмазовид- ный	3, 7—2, 0	2—3	1, 790 желтый	1, 760 желтый	1, 702 бесцветный

Продолжение табл. 2

Минерал, формула	Сингония; пространственная группа; константы ячейки (в Å). Морфологии кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плеохроизм		
					n_g	n_m	n_p
Вауленбраддеит $\text{CuO} \cdot \text{UO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Триклинная; $C_1^1 - P\bar{1}$; $a_0=7,86$, $b_0=5,44$, $c_0=6,10$. Таблитчатые	Темно-зеленый; стеклянистый	5,03	4	1,80 зеленый	1,78 зеленый	1,76 бесцветный
Компренезит $\text{K}_2\text{U}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; D_{2d}^{12} — <i>R3m</i> ; $a_0=12,16$, $b_0=12,14$, $c=14,88$. Сплюснутые призматические	Желтый	5,03		1,802 желтый	1,798 бесцветный	
Рамозит $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{CaO} \cdot 6\text{UO}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$	Моноклиная; C_2/c ; $a=13,97$, $b=14,26$, $c=14,22$. Призматические	Оранжевый	5,60				
Агригерит $2(\text{K}_2\text{O} \cdot \text{CaO} \cdot \text{SrO}) \cdot 6\text{UO}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; <i>Спитт</i> ; $a=14,04$, $b=24,07$, $c=14,13$. Таблитчатые	Оранжевый	5,70				

Продолжение табл. 2

Минерал, формула	Сингония; пространственная группа; константы ячейки (в Å); Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показателя преломления, плеохроизм		
					n_g	n_m	n_p
Беккерелит $\text{CaU}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; D_{2h}^{16} <i>R</i> ита; $a_0=13,83$, $b_0=12,34$, $c_0=14,83$. Призматические	Буровато-желтый; золотистый; алмазный	5,10	2—3	1,820 темно-желтый	1,805 светло-желтый	1,730 бесцветный
Бильсит $\text{BaU}_6\text{O}_{16}(\text{OH})_6 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; D_{2h}^{16} — <i>R</i> ита; $a_0=7,17$, $b_0=12,06$, $c_0=15,06$. Таблитчатые	Коричнево-желтый; алмазный	5,30	2—3	1,829 золотисто-желтый	1,822 бледно-желтый	1,730 бесцветный
Вандерисшеит $\text{PbO} \cdot 7\text{UO}_3 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; D_{2h}^5 — <i>R</i> ита; $a_0=14,07$, $b_0=13,77$, $c_0=14,44$. Призматические, таблитчатые	Янтарно-оранжевый; золотисто-бурый	4,5—5,5	3	1,828 золотисто-желтый	1,822 золотисто-желтый	1,730 бесцветный
Фурмарьерит $\text{PbO} \cdot 4\text{UO}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; C_{2v}^{12} — <i>Bb</i> $2_1 m$; $a_0=14,00$, $b_0=16,47$, $c_0=14,39$. Таблитчатые, удлиненные	Красный, до желтого; алмазный	5,740	3—4	1,904 темно-желтый	1,900 бесцветный	1,860 бледно-желтый

Продолжение табл. 2

Минерал, формула	Сингония; пространственная группа; константы ячейки (в Å). Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плеохроизм		
					n_g	n_m	n_p
Масойит $Zr_7O_8U_310H_2O$	Ромбическая; $D_{2h}^4 - Pbn$; $a_0=13,98; b_0=12,11,$ $c_0=12,40.$ Таблицчатые	Оранжево-красный	5,08		1,917 желтый	1,906 желтый	1,785 бесцветный
Кюриит $Zr_7O_8U_34H_2O$	Ромбическая; $D_{2h}^{16} - Pnma$; $a_0=12,58; b_0=13,01,$ $c_0=8,40.$ Призматические, игольчатые	Красновато-бурый, оранжевый; алмазный	7,19	4—5	2,12 темно-красный	2,07 оранжево-желтый	2,05 бледно-желтый
Вёлсендорфит (Pb, Ca) $U_3O_7 \cdot 2H_2O$	Ромбическая; $D_{2h}^6 - C 222,$ $a_0=11,95, b_0=13,99,$ $c_0=7,02.$ Призматические, игольчатые	Оранжево-красный	6,8		2,09		2,05
Ришелит U, Pb, H_2O	Моноклинная	Черный; алмазный			1,99 зеленоватый	1,98 бледно-желтый	
Бауранит $BaU_2O_7 \cdot nH_2O$ $n=1,5-5$	Неизвестна; плотные агрегаты	Коричневый до оранжевого; алмазный	5,39—5,42		1,960—1,932	1,940	1,925— 1,911

Минерал, формула	Сингония; пространственная группа; константы ячейки (в Å). Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, пиксхронизм		
					n_g	n_m	n_p
Кальцуранит $CaU_2O_7 \cdot nH_2O$ $n = 1, 5-5$	Неизвестна	Оранжевый; бурый, восковой	4,90— 4,62				
Ураноферрит $Fe(OH)UO_4 \cdot H_2O$	Ромбическая? моноклинная? тетрагональная? Удлиненные	Оранжевый; жирный	6,12—6,89	2—3	2,05	1,985 1,955	
Кларкеит $(Na, K)_{2-2x} \cdot (CaPb)_x \times U_2O_7 \cdot nH_2O$	Неизвестная	Темно-бурый, красноватый; восковой	6,39	4—5	2,108	2,098 1,997	
Уранофан $Ca(H_3O)_2(UO_2)_2(SiO_4)_2 \times 3H_2O$	Моноклинная; $C_{2h}^2 - P2_1$; $a_0 = 15,97$, $b_0 = 7,07$, $c_0 = 6,68$. Удлиненные волосовидные кристаллы	Соломенно-желтый, лимонно-желтый; стеклянный	3,81—3,96	2—3	1,670	1,666 1,645	
Бета-уранофан $Ca[UO_2/SiO_3(OH)]_2 \cdot 5H_2O$	Триклинная; $P1 - P\bar{1}$ $a_0 = 6,64$; $b_0 = 15,55$, $c_0 = 14,01$. Призматические, игольчатые	Лимонно-желтый, янтарный; стеклянный	3,96—4,08	3—3,5	1,685—1,705 зеленовато-желтый	1,680—1,695 1,656—1,676 бесцветный	

Смлякаты

Продолжение табл. 2

Минерал, формула	Спигония; простраиваемая группа; константы ячейки (в Å). Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плеохроизм		
					n_g	n_m	n_p
Солднит $[(\text{UO}_2)_2\text{SiO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; D_{2h}^{24} - $Fddd$; $a_0=8,32$, $b_0=11,21$, $c_0=18,71$. Призматические	Желтый; стеклянный, матовый	4,63	3—4	1,662—1,680	1,645—1,678	1,622
Купроскелодовскит $\text{Cu}(\text{H}_3\text{O})_2[\text{UO}_2\text{SiO}_4]_2 \times$ $\times 3\text{H}_2\text{O}$	Триклинная; $P1$; $a_0=9,21$, $b_0=6,63$, $c_0=7,06$. Игольчатые	Зеленый; стеклянный	3,5		1,646 зеленовато-желтый	1,635	1,611 бесцветный
Скелодовскит $\text{Mg}(\text{H}_3\text{O})_2 \cdot [\text{UO}_2\text{SiO}_4]_2 \times$ $\times 3\text{H}_2\text{O}$	Моноклиная; $a_0=16,89$, $b_0=7,01$, $c_0=6,60$. Игольчатые	Желтый; стеклянный	3,54—3,74	3	1,657 желтый	1,642 бледно- желтый	1,613 бесцветный
Болтувудит $\text{K}(\text{H}_3\text{O})[\text{UO}_2\text{SiO}_4] \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Моноклиная. Игольчатые	Желтый	3,6		1,703	1,696	1,668
Казолит $\text{Pb}[\text{UO}_2\text{SiO}_4] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Моноклиная; C_{2h}^5 — $P2_1/c$; $a_0=13,31$; $b_0=7,02$, $c_0=6,72$. Призматиче- ские, игольчатые	Буро-жел- тый, янтар- но-желтый	5,81— 5,96	4—5	1,950	1,880—1,910	1,850—1,895.

Минерал, формула	Сингония; пространственная группа; константы ячейки (в Å); Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плоскокристалл		
					n_x	n_m	n_p
Униксит $K_2(UO_2)_2[Si_2O_6]_3 \cdot 4H_2O$	Ромбическая; D_{2h}^6 — Pna ; $a_0 = 35,88$, $b_0 = 27,10$, $c_0 = 2,713$. Игольчатые	Светло-желтый; восковой	4,1		1,606	1,603	1,596
Хейнит $Ca(UO_2)_2[Si_2O_6]_8 \cdot 5H_2O$	Моноклиная; C_{2h}^4 — $P2/c$; $a_0 = 15,44$, $b_0 = 7,05$, $c_0 = 7,10$. Игольчатые	Светло-желтый, зеленоватожелтый; перламутровый	3,35	3,5	1,578	1,575	1,571
Ранкилит $Ca(UO_2)_2[OH(Si_2O_6)] \times 10H_2O$	Ромбическая; $a_0 = 17,64$, $b_0 = 18,48$, $c_0 = 14,28$. Таблитчатые	Желтый	2,89—3,32			1,564	
Калькурсилит $Ca_4(UO_2)_4(OH)_6(Si_2O_6)_5 \times 15H_2O$	Игольчатые	Желтый	3,03	3	1,556		1,548
Магурсилит $Mg_4(UO_2)_4(OH)_6(Si_2O_6)_5 \times 15H_2O$	Игольчатые	Желтый	3,05	3	1,550		1,543

ришетит, янтинит (Thoreau Terdonck, 1933). До этого с 1873 г. в литературе был известен единственный гидроокисел (уранат) урана, найденный в Рудных горах (ГДР) — ураносферит (Weissbach, 1873; Bergman, 1957; Baptista e. a., 1962). Следующие этапы (40—60-е годы) в познании минералогии гидроокислов урана совпадают с разработкой месторождений Вёлсендорф (ФРГ) и ряда французских месторождений типа Марньяк II. В результате их были описаны два новых гидроокисла урана: вёлсендорфит и компреньясит (Protas, 1957, 1959, 1964; Protas, Granger, 1965; Toussaint, 1961) и существенно продвинуты вперед наши познания о составе, строении и генетических особенностях ранее изученных гидроокислов урана: скупита, янтинита, беккерелита и билетита, фурмарьерита, корита (Protas, 1957, 1959, 1963; Protas, Rerat, 1962, Frondel, Cuttitta, 1953; Christ, Clark, 1960; Brasseur, 1946, 1949, 1950; Postdevin, Brasseur, 1958; Branche e. a., 1951; Gruner, 1953; Vaes, 1947; Bignand, 1951).

Здесь в первую очередь следует отметить открытие в зоне окисления уран-молибденового месторождения новых бариевых и сложных барий-кальциевых гидроокислов урана, состав которых в среднем отвечает $(Ba, Ca) \cdot U_2O_7 \cdot nH_2O$, $n = 1-5$ («Баураноит...», 1973).

Характерной и крайне важной чертой зон окисления собственно урановых месторождений является то, что окисленные части совершенно точно сохраняют морфологический облик первичных руд (прожилки, гнезда и т. д.). Если по условиям положения в рельефе на поверхности прослеживаются сравнительно мало подвергшиеся процессам окисления рудные выходы, то они и по содержанию урана мало отличаются от первичных руд. Но даже в случае сильно проработанных выходов (положение в условиях слабо расчлененного рельефа), когда на месте первичных руд остаются глинисто-кремнистые массы, обогащенные ураном, в которых совершенно не различаются индивидуализированные минералы урана, эти массы также отчетливо сохраняют морфологию первичных руд.

Состав таких масс хорошо параллелизуется с профилем коры выветривания, развивающимся по вмещающим породам и, грубо говоря, сводится или к сильному обогащению глиноземом (реже) или кремнеземом и колеблющемуся соотношению гидроокислов или силикатов урана. В качестве иллюстрации приводится последовательное изменение ургитовых оторочек месторождения 2 и продукты последних стадий изменения гнезд урановой смолки в плотных окварцованных участках месторождения 5 (табл. 3).

Приведем три примера месторождений собственно урановой группы с очень кратким изложением общих геологических сведений и сопоставлением данных по первичной минерализации и окисленным выходам.

Химический состав продуктов изменения урановой смолки (в вес. %)

Компоненты	Номер пробы					
	АБ-1	АБ-1а	АБ-7	АБ-18	Кр-55	Кр-67
H ₂ O	13,76	13,05	17,69	13,14	12,21	9,07
UO ₃	63,85	63,68	23,49	8,61	33,04	10,46
SiO ₂	3,95	2,94	19,90	20,70	31,42	66,87
PbO	1,52	1,05	0,43	0,50	—	—
MoO ₃	0,59	0,43	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	4,79	10,15	22,88	45,91	9,49	4,14
ZrO ₂	8,08	4,16	6,78	6,18	1,85	5,38
TiO ₂	0,95	1,73	0,85	0,47	1,39	0,16
MgO	0,39	0,16	1,51	1,25	0,98	0,52
Fe ₂ O ₃	3,00	0,08	1,95	0,25	2,38	1,17
CaO	—	2,14	0,52	1,98	2,50	1,94
P ₂ O ₅	—	—	4,04	—	4,56	0,23
CO ₂	—	—	—	0,57	—	—
Сумма	100,88	99,57	100,04	99,56	99,82	99,94

Аналитик

В. Д. Сидельникова

Месторождение 1

Месторождение 1 приурочено к ядру синклинальной складки, сложенной вулканогенными отложениями верхнепалеозойского возраста. Горы представлены туфами, туфолавами и туфобрекчиями основных и кислых эффузивов. Рудные жилы приурочены к толще фельзит-порфиров, причем редко выходят за их пределы. Они контролируются серией близмеридиональных трещин, залеченных, как правило, дайками диабазовых порфиритов. Рудные жилы залегают в фельзитах вблизи контакта с диабазовыми порфиритами либо непосредственно на контакте. Значительно реже встречаются жилы, целиком залегающие в дайках диабазовых порфиритов.

Месторождение карбонатно-смолковое; сульфиды играют незначительную роль. Однако несмотря на сравнительную простоту вещественного состава руд (табл. 4), процесс формирования месторождения был, по-видимому, достаточно длительным и сложным. Четко выделяется пять стадий минерализации: арсенипиритовая, карбонатная (анкеритовая), кальцитовая, кальцит-смолковая, карбонатно-кварцевая с гематитом и сульфидами. Парagenезис урановой смолки является кальцитовым. Из

Распространенность гниогенных минералов месторождения I

	Распространенные	Мало распространённые	Редкие
Рудные	Урановая смолка	Гематит Арсенопирит	Халькопирит Гематит Марказит Блеклая руда Пивит Борнит Халькозин Самородное серебро
Жильные	Кальцит Параанкерит	Серицит Хлорит Кварц	Флюорит Цеолит Халцедон

прочих минералов существенную роль играет гематит. Сульфиды распространены крайне незначительно (прослежены в основном лишь в одной рудной зоне) и связаны, вероятно, с послесмолковой стадией минерализации.

Для всех рудных зон месторождения, за исключением упомянутой зоны с наибольшим количеством сульфидов, характерно развитие гидроокисно-силикатной зоны окисления. Изменение урановой смолки выражается в образовании кайм гидроокислов урана беккерелит-вёлсендорфит-фурмарьеритового типа, переходящих затем в силикаты, главным образом в уранофан, менее в склодовскит — точнее в силикат, в катионной части которого одновременно присутствуют кальций и магний. Возникают характерные «гуммитовые» оторочки желто-оранжевого цвета. В ряде случаев (наиболее часто в смолково-карбонатных прожилках с малым количеством смолки) в «гуммитовых» оторочках гидроокислы урана полностью выпадают и остаются только силикаты.

Степень изменения первичных прожилков различна и прослеживается от едва намечаемых оторочек до полного замещения урановой смолки гидроокислами и силикатами урана. Иногда изменяется и карбонат, на месте которого остаются сложные глинисто-карбонатные массы, однако даже при сильном изменении сохраняются контуры первичного прожилка.

Наблюдается небольшой вынос и перетолжение урана в виде вторичных минералов на расстояние до 10 м. Здесь образуются уранофан, очень небольшое количество казолита, силикаты урана типа хейвиита и неопределенный нелюминесцирующий карбонат урана. Эти минералы тесно ассоциируют с гипергенным кальцитом и глинистым минералом типа аллофана.

Месторождение 2 приурочено к породам кристаллического фундамента — кристаллическим сланцам и кварцитовидным песчаникам, условно относимым к протерозойскому возрасту. Подчиненное значение имеют рассланцованные конгломераты и парагнейсы. Молодые породы представлены вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями предположительно девонского возраста (кварцевые порфиры, туфы кварцевых порфиров S — D₁₋₂, красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты D₂₋₃). Докембрийские и девонские породы секутся дайками диабазовых порфиритов, реже диоритовых порфиритов, лампрофиров и единитов. Дайки основного состава дорудные; это подтверждается тем, что они вмещают урановое оруденение и подвергаются гидротермальным изменениям (хлоритизация), сопровождающим это оруденение.

На месторождении установлены две параллельно вытянутые минерализованные тектонические зоны северо-западного простирания (согласно с вмещающими породами), приуроченные к толще кристаллических сланцев докембрийского возраста. Падение зон северо-восточное 40—70°. Рудные тела сложены серией рудоносных прожилков, сопровождающихся вкрапленной минерализацией, обычно тесно связаны с участками хлоритизации кристаллических сланцев и часто приурочены к дайкам. На месторождении установлены следующие гидротермальные образования (от более древних к более молодым):

- 1) кварц-мусковитовые и мусковит-кварцевые линзы, жилы и тела неправильной формы с турмалином и без него;
- 2) мощные жилы сливного кварца;
- 3) кварцевые прожилки;
- 4) хлоритовые прожилки и зоны хлоритизации;
- 5) молибденитовые и кварц-молибденитовые прожилки и зоны вкрапленности молибденита;
- 6) прожилки и зоны вкрапленности урановой смолки;
- 7) флюоритовые и кварц-флюоритовые жилы и прожилки;
- 8) хлорит-кварцевые, иногда с карбонатом, жилы и прожилки;
- 9) кальцитовые жилы и прожилки.

На месторождении часто встречаются также маломощные пиритовые и халцедон-пиритовые прожилки, пространственно разобщенные с урановыми рудами.

Зоны хлоритизации включают все рудные тела, обнаруженные на месторождении. Они тесно связаны с разрывными нарушениями различных направлений, широко развитыми в пределах рудного поля. Мощность отдельных зон колеблется от долей метра до первых десятков метров, длина по простиранию может достигать нескольких десятков, а возможно и сотен метров. С зонами хлоритизации пространственно и, вероятно,

генетически тесно связана молибденитовая и урано-смолковая минерализация. Урановые руды на месторождении прожилково-вкрапленные, причем преобладают вкрапленные типы руд. Мощность прожилков урановой смолки колеблется от долей миллиметров до 0,5 см, длина по простиранию достигает нескольких метров. Смолковые прожилки имеют практически мономинеральный состав; сульфиды, кварц, хлорит, серицит, гидрослюды встречаются в них в незначительном количестве (табл. 5).

Таблица 5

Распространенность гипогенных минералов месторождения		
Распространенные	Мало распространенные	Редкие
Рудные		
Урановая смолка	Халькопирит Молибденит Пирит Титановый минерал	Диарсенид Арсенопирит и марказит Галенит, сфалерит, борнит
Жильные		
Хлорит Кварц	Серицит, флюорит, доломит Анкерит, кальцит, мусковит Турмалин	Гидрослюды (?) Каолинит (?)

Прожилки урановой смолки сопровождаются зонами вкрапленных смолковых руд, причем мощность этих зон во много раз превышает мощность самих прожилков.

В интенсивно хлоритизированных породах урановая смолка выполняет промежутки между чешуйками хлорита, в результате возникают агрегаты, почти нацело состоящие из урановой смолки и хлоритов.

Зона окисления

На месторождении в основном развита гидроокисно-силикатная зона окисления. В рудных участках на глубине 90 м ниже поверхности наблюдается постепенное замещение урановой смолки гидроокислами и силикатами урана. При этом возникают «гуммитовые» оторочки, в которых сильно гидратированная смолка постепенно переходит в янтарно-желтые и красновато-буроватые оторочки, сложенные гидроокислами урана типа ургитов (см. рис. 7). Гораздо реже среди гидроокислов урана наблюдаются оранжевые оторочки сложных свинецсодержащих гидроокислов типа фурмарьерита-кюрита. Оторочки гидроокислов сменяются матовыми плотными скрытокристаллическими

оторочками силикатов урана, обычно имеющими желтый цвет.

Силикаты в основном представлены бета-уранофаном, реже уранофаном и склодовскитом и совсем незначительными количествами соддиита. Такие оторочки встречены почти во всех рудных интервалах. Чем меньше мощность смолковых прожилков, тем более сужается оторочка гидроокислов, вытесняемых силикатами урана. Такая же особенность наблюдается и в наиболее нарушенных, обводненных участках. Обычно здесь прослеживается почти полное, а иногда и полное замещение прожилков смолки силикатами урана, а при дальнейшей проработке — сложной смесью глинистых минералов и силикатов урана. Структура первичного прожилка или первичных вкрапленников тем не менее сохраняется полностью. Судя по отвалам пород и руд, это явление увеличивается к верхам месторождения.

Здесь же установлен еще один очень широко проявленный тип изменения «гуммитовых» оторочек — постепенное вытеснение гидроокислов и силикатов урана гидроокислами железа. В результате вокруг смолки образуются каймы, существенной частью которых являются железистые минералы с характерной окраской, присущей гидроокислам железа. Этот процесс связан с вторичным изменением сильно хлоритизированных вмещающих пород.

Помимо замещения первичной минерализации в ходе процесса окисления наблюдается вынос урана в стороны с возникновением вторичных минералов — силикатов и фосфатов урана, причем для силикатов урана не наблюдается какой-либо закономерности их распределения. Фосфаты урана (слюдки группы отенита и торбернита) обычно развиты вблизи или непосредственно на халцедоновых жилах с сульфидами и вблизи даек, что связано с повышенной сульфидностью этих участков, обеспечивающей появление кислых растворов, необходимых для образования слюдок. Дайки отличаются повышенным содержанием среди акцессорных минералов апатита, что крайне благоприятно для образования фосфатов.

Месторождение 3

Район, в пределах которого расположено месторождение 3, представляет собой слабо всхолмленную степь, общий фон которой нарушают отдельные обособленные горы — лакколлиты. Абсолютная высота их колеблется от 50 до 1400 м.

Рудный район сложен мощной толщей осадочных пород мезо-кайнозоя, полого падающих (под углом около 5°) на север. На юге из-под осадочных пород мезо-кайнозоя выступают осадочно-метаморфизованные породы нижнего палеозоя и докембрия, которые на севере залегают на глубине около 2 км под юрскими, меловыми и третичными осадочными породами. Юрские породы представлены песчано-глинистыми и обломочными

отложениями, местами содержат гипсы и ангидриты, реже карбонатные отложения. Нижнемеловые породы сложены карбонатными и песчано-глинистыми отложениями, верхнемеловые — известняками и доломитами. Третичные породы представлены мергелями, аргиллитами, глинами, карбонатными и глинистыми сланцами нескольких свит. Лакколиты образовались в миоценовое время. По химическому составу все интрузивы подразделяются на три группы: гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры.

Среди рудничных геологов более популярно старое разделение интрузивов на липариты и трахилипариты. Большая часть рудных участков расположена в трахилипаритах, меньшая — в липаритах. В пределах всех участков наблюдается система трещин северо-восточного простирания, несущих оруденение.

В рудных системах по первичной минерализации можно выделить три типа месторождений: 1) сульфидно-урановый (близкий к чисто сульфидному) с резким преобладанием сульфидной составляющей; 2) урано-сульфидный с колеблющимся соотношением составляющих первичной минерализации — от почти равных долей сульфидов и урановой минерализации (главным образом черни) до почти чисто урановой минерализации; месторождения обоих типов расположены в трахилипаритах; 3) собственно урановые с ничтожным количеством сульфидов — расположенные в липаритах.

Рудные тела последнего типа приурочены к зонам северо-восточного простирания и представлены рыхлой массой перетертого глинистого материала и измененных пород с урановой минерализацией. Все вскрытые рудные тела расположены в зоне окисления. Зона окисления силикатного типа; наиболее развиты в ней бета-уранофан и уранофан, менее казолит. В наиболее глубоко вскрытых интервалах вместе с глинистыми минералами наблюдаются остатки сильно измененной урановой смолки (гидронастурана) и урановых черней, позволяющих определить состав руд, представленных одной гидроалюмосиликатной рудной стадией. На глубине глинистые минералы представлены темными разностями монтмориллонитового типа, часто нонтронитами, в верхних частях происходит их обеление с образованием белых глинистых масс (главным образом галлуазита) и одновременным освобождением гидроокислов железа, пропитывающих как глинистые минералы, так и прилегающие вмещающие породы и придающие зоне окисления характерный рыжий цвет.

Таким образом, для зон окисления рассмотренных месторождений наиболее характерны следующие черты.

Месторождение I — смолково-карбонатное, с умеренным околожильным изменением. В месторождениях этого типа легко образуются стойкие гидроокислы урана, практически не выходящие за пределы контура первичных руд.

Месторождение 2 по характеру первичной минерализации может быть отнесено к собственно урановым (имеется в виду существенная мономинеральность и изолированность смолковых прожилков) с сильным окolorудным изменением вмещающих пород (хлоритизация). Образующиеся вторичные минералы урана постепенно «оккупируют» и зону окolorудного изменения (имеется в виду узкая зона наибольшего изменения, непосредственно окаймляющая рудные выделения). Чем больше подвергаются рудные тела процессам окисления, тем более однообразной становится общая площадь рудного прожилка и окolorудного изменения. Постепенно уменьшается доля гидроокислов урана и увеличивается — силикатов. При очень сильно зашедшем процессе изменения прослеживается однотонная глинистая или несколько кремнистая масса, напоминающая опализированные глины, изученные Ф. В. Чухровым, в которой существующими методами невозможно выделить отдельные минералы урана, несмотря на достаточно высокое общее содержание урана. Термический и рентгеновский анализы окolorудной оболочки показывают, что существенно хлоритовая составляющая ее замещается смесью гидрохлорита (пик при 620—680°С) и гиббсита (пик 315°С) с постепенным наращиванием последнего. Термический анализ (И. Л. Амбарцумян) позволяет предположить, что и урановые минералы (силикаты) также подвергаются разрушению с постепенным накоплением аморфной гидроокиси урана $UO_2 \cdot nH_2O$ (пики 150 и 250°С), («Термические исследования...», 1961).

Месторождение 3 — смолково-силикатное, где жильными являются глинистые минералы и фактически отсутствует окolorудное изменение пород. Здесь развита силикатная зона окисления и полностью отсутствуют гидроокислы урана. Минеральный состав зоны окисления достаточно однообразен; основное изменение по сравнению с первичными рудами заключается в появлении вместо железистых разностей глинистых минералов, практически безжелезистых (смена нонтронитов галлуазитами).

Изучение вещественного состава зоны окисления месторождений собственно уранового типа позволяет выделить наиболее характерные особенности, имеющие прогнозное значение.

1. Морфологические особенности выделений вторичной минерализации урана дают представление о морфологических формах выделения первичных руд.

2. В жильных месторождениях состав вторичных минералов позволяет судить о степени карбонатизации и о составе карбонатов.

3. В зонах окисления этих типов не бывает зоны вторичного обогащения. Она появляется лишь в том случае, если с глубиной резко изменяется характер месторождения (происходит обогащение сульфидами, появляется органика).

Рассмотрим, как такое изменение может отразиться на казало-сь бы достаточно характерной зоне окисления определенного типа.

В одной из зон месторождения 3, где образуется силикатная зона окисления, с глубиной, по мере приближения к участкам выклинивания рудных зон и подстилающим интрузивный массив осадочным толщам, в характере первичных руд наступает определенное изменение — резко увеличивается количество сульфидов и в первую очередь пирита. Эти участки попадают в зону замедленного водообмена (резкое изменение количества свободного кислорода и понижение Eh), и поэтому здесь происходит высаживание урановых черней, коффинита и в меньшей степени урановой смолки, т. е. создается зона вторичного обогащения. Для руд этих горизонтов характерен небольшой сдвиг равновесия в сторону недостатка радия (70%; пробы 519 и 503); силикатные руды верхних горизонтов равновесны или имеют сдвиг равновесия в сторону избытка радия (до 120%). Однако если применить радиохимический анализ отдельно для совершенно явно генетически различной минерализации, то получаются любопытные результаты (табл. 6).

Коффинит и небольшое количество урановой смолки, откладывающиеся непосредственно на сульфидах, оказываются очень молодыми, достигающими лишь 30—45% состояния равновесия (пробы 510а и 515). Кстати, эта величина очень типична для молодых образований зоны вторичного обогащения сульфидно-урановых месторождений этого района. Что же касается остатков гидронастуранов, сохранившихся в стороне от выделений сульфидов, то они практически равновесны (пробы 500 и 505).

Зоны окисления уран-сульфидных месторождений и их прогнозные возможности

Полная стерильность месторождения от сульфидов — достаточно редкий случай. Поэтому резкую границу между двумя рассматриваемыми группами месторождений — собственно урановыми и уран-сульфидными — провести невозможно. В зависимости от количества сульфидов на месторождении в ходе процесса окисления все большее значение получает вторая стадия,

Таблица 6
Соотношение урана определенного и урана равновесного в минералогических пробах

Номер пробы	Количество урана, %	
	определенного по анализу	равновесного
519	60,28	52,94
503	41,4	31,17
510а	35,01	10,6
515	33,6	12,6
500	55,3	55,8
505	42	40

характеризующаяся одновременным окислением сульфидов и первичных минералов урана. Среда делается значительно более кислой, анионная часть ее вод обогащается PO_4^{3-} и AsO_4^{3-} и на месторождении появляются урановые слюдки (табл. 7). Если сульфиды и особенно дисульфиды, играющие главную роль в создании кислотной обстановки, находятся в подчиненном значении по отношению к первичным минералам урана, то минералы первой стадии — гидроокислы и силикаты урана — не будут полностью уничтожены, и на месторождении наряду с появлением урановых слюдок сохранятся и минералы первой стадии. Однако в этом случае уже нельзя по выходам силикатных руд судить о морфологическом облике первичных руд, поскольку контуры их могут быть сильно искажены (см. описание месторождения 4).

По мере повышения степени сульфидности соответственно уменьшается возможность сохранения в зоне окисления минералов первой стадии. Заметное преобладание сульфидов по отношению к первичным урановым минералам может привести к тому, что начнут уничтожаться и урановые слюдки; подавляющая масса урана будет выноситься за пределы зоны окисления и лишь незначительная — задерживаться в минералах-адсорбентах, в частности в гидроокислах железа. В этом случае возникают так называемые лимонитовые и слюdkово-лимонитовые зоны окисления.

Если сульфиды находятся в равных или несколько подчиненных количествах по отношению к первичным урановым минералам, то в процессе окисления наступает третья стадия, для которой характерна гидратационная переработка поверхностных выходов и образование за счет урановых слюдок гидроокислов и силикатов урана.

Наличие в составе первичных руд месторождения мышьяк-содержащих сульфидов или арсенидов приводит к образованию в зоне окисления мышьяковых слюдок. Чем меньше арсенидов, тем больше фосфатных слюдок. Поэтому на уран-сульфидных месторождениях часто появляется горизонтальная зональность в распределении слюдок: по мере удаления от рудных тел к флангам арсенатные слюдки сменяются фосфатными. Так, например, в рассечках одного уран-сульфидного месторождения была вскрыта дайка осветленных диабазовых порфиритов, близ контакта с которой во вмещающих гранит-порфирах выделялись натёки лимонитов с небольшой примесью ярозита и уранопилита, тонкоигольчатого гипса и метаторбернита. Непосредственно на поверхности дайки развивается метаторбернит, частично замещающийся отенитом. В 5 м от дайки проходила зона сильно разрушенных сульфидов (в том числе и арсенипирита), возле которой в изобилии был развит лимонит, гипс и метацейнерит. Таким образом, метацейнерит явно тяготеет к сульфидным жилам (с которыми в менее измененных участках связаны и пер-

Таблица 7

Минерал, формула	Сигнония; пространственная группа; константы ячейки (в А). Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плеохроизм	
					n_g	n_m
Группа урановых слюдов						
Ф о с ф а т ы						
Отенит водородный $(\text{H}_2\text{O})_2(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная; $D_{4h}^7 - P 4/mmt$; $a_0=7,02, c_0=9,04$. Табличчатые	Светлый, лимонно-желтый; перламутровый	3,02	2	1,579	1,560
Метаурамфит $(\text{NH}_4)_2(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная	Булычно-зеленый до бледно-зеленого; стеклянный	3,07			
Метаанколект $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная; $D_{4h}^7 - P 4/mmt$; $a_0=6,99, c_0=8,89$. Табличчатые	Желтый	3,54		1,580	
Натриевый метаотенит $\text{Na}_2(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная; $D_{4h}^7 - P 4/mmt$; $a_0=7,98, c_0=17,41$. Табличчатые	Лимонно-желтый, салатно-желтый; стеклянный	3,58	2—2,5	1,578	1,559
Отенит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная; $D_{4h}^7 - I4/mmt$. $a_0=7,00, c_0=20,67$. Табличчатые	Лимонно-желтый, зеленоватого-желтый; стеклянный, перламутровый	3,05— 3,2	2—2,5	1,578 желтый	1,550 бесцветный

Минерал, формула	Ситония; пространственная группа; константы ячейки (в Å). Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плоскокризм		
					n_g	n_m	n_p
Метагенинг $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная; $D_4^5 - P4_22$; $a_0=17,98$, $c_0=16,92$, исевдоячейка $D_{4h}^7 - P 4/mmm$; $a_0=6,99$, $c_0=8,44$. Табличчатые	Лимонно-желтый, салатный; перламутровый до тусклого	3,57	2—2,5	1,598		
Салент $\text{Mg}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная; $D_{4h}^{17} - J4/mmm$; $a_0=6,98$, $c_0=19,81$. Табличчатые	Лимонно-желтый, зеленовато-желтый; перламутровый	3,2—3,3	2—3	1,580 зелено- вато- желтый		1,556 бесцвет- ный
Ураноцирцит $\text{Ba} \text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная; $D_{4h}^{17} - J 4/mmm$; $a_0=7,01$, $c_0=20,46$. Табличчатые	Желто-зеленый; стеклянный до перламутрового	3,64	2—2,5	1,615		1,610
Метаураноцирцит $\text{Ba} \text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная; $D_{4h}^{17} - P 4/mmm$; $a_0=6,96$, $c_0=8,53$. Табличчатые	Желто-зеленый, салатно-зеленый; стеклянный до перламутрового	3,53	2—2,5	1,623 темно- желтый		1,610 светло- желтый

Минерал, формула	Сингония; пространственная группа; константы ячейки (в Å). Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плеохроизм		
					n_g	n_m	n_p
Торбернит $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная; $D_{4h}^{17} - J 4/mim$; $a_0=7,06, c_0=20,5$. Таблитчатые	Луково-зеленый; стеклянный до перламутрового	3,2—3,6	2—2,5	1,590 темно-зеленый		1,576 светло-зеленый
Метаторбернит $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная; $D_{4h}^7 - P 4/mim$; $a_0=6,98, c_0=17,41$. Таблитчатые	Травяно-зеленый; стеклянный до перламутрового	3,6—3,68	2—2,5	1,625		1,623
Сабугалит $(\text{NaI})(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_4 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная; $D_{4h}^{17} - J 4/mim$; $a_0=6,96, c_0=19,3$. Таблитчатые	Ярко-желтый до лимонного; перламутровый	3,20	2—2,5	1,582		1,564
Метабассейт $\text{Fe}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Моноклиная; $a_0=7,01, b_0=17,07, c_0=7,01$. Псевдотетрагональная $a_0=7,0, c_0=17,07$	Желтый; перламутровый	3,1—3,2		1,580		1,570
Фосфорный аналог трегерита $(\text{UO}_2)_3\text{PO}_4 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	Псевдотетрагональная; $a_0=6,90, c_0=7,12$. Удлиненно-таблитчатые	Соломенно-желтый; перламутровый до тусклого	3,72	3	1,570		1,555

Минерал, формула	Сингония; пространственная группа; константы ячейки (в Å). Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плеохроизм		
					n_g	n_m	n_p
Арсенаты							
Водородный ураноспидит $(H_3O)_2(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 6H_2O$	Тетрагональная; $D_{4h}^7 - P 4/mml$; $a_0 = 7,16, c_0 = 8,80$. Табличчатые	Зеленовато-желтый; стеклянный	3,55	2	1,623		1,580
Натриевый ураноспидит $Na_2(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 5H_2O$	Тетрагональная; $a_0 = 7,12, c_0 = 8,81$. Табличчатые	Желтовато-зеленый; стеклянный до перламутрового	3,84	2,5			
Абернатит $K_2(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	Тетрагональная; $D_{4h}^7 - P 4/mml$; $a_0 = 7,17, c_0 = 9,08$. Табличчатые	Желтый; слабо стеклянный	3,32	2,5	1,597		1,570
Ураноспидит $Ca(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 10H_2O$	Тетрагональная; $D_{4h}^{17} - P 4/mml$; $a_0 = 7,15, c_0 = 20,61$. Табличчатые	Цинково-зеленый; перламутровый	3,45	2—3	1,587 бледно-желтый		1,560 бесцветный
Метаураноспидит $Ca(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	Тетрагональная; $D_{4h}^7 - P 4/mml$; $a_0 = 7,19, c_0 = 8,61$. Табличчатые	Зеленовато-желтый; перламутровый	3,65	2—2,5	1,618 желтый		1,590 бесцветный

Продолжение табл. 7

Минерал, формула	Сингония; пространственная группа; константы ячейки (в А). Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плеохроизм		
					n_g	n_m	n_p
Новацекит $Mg(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 10H_2O$	Тетрагональная; $D_{4h}^{17} - J 4/mml$; $a_0 = 7,15, c_0 = 20,19$. Таблитчатые	Бледно-желтый; перламутровый	3,60	2—2,5	1,596		1,565
Мстановачекит $Mg(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	Тетрагональная; $D_{4h}^{17} - P 4/mml$; $a_0 = 7,12, c_0 = 8,60$. Ромбическая; $a_0 = 17,0$, $b_0 = 14,0$	Бледно-желтый; тусклый	3,72	2—2,5	1,641 бледно- желтый		1,620 бесцвет- ный
Хейнрихит $Ba(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 12H_2O$	Тетрагональная; $D_{4h}^{17} - J 4/mml$; $a_0 = 7,13, c_0 = 20,56$. Таблитчатые	Булычно-зеленый; стеклянный	3,66	2—2,5	1,605		1,573
Метахейнрихит $Ba(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	Тетрагональная; $P 4_2 22 - P 4_2/m$; $a_0 = 7,07$, $c_0 = 8,81$. Ромбическая; $a_0 = 9,97, b_0 = 14,1$. Таблитчатые	Желтовато-зеленый	3,8	2—2,5	1,641 бледно- желтый		1,609
Цейнрит $Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 12H_2O$	Тетрагональная; $D_{4h}^{17} - J 4/mml$; $a_0 = 7,18, c_0 = 21,06$. Таблитчатые	Изумрудно-зеленый; стеклянный	3,47	2—2,5	1,610 зеленый		1,583 Следно- зеленый

Продолжение табл. 7

Минерал, формула	Сингония; пространственная группа; константы ячейки (в А). Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плеохроизм		
					n_g	n_m	n_p
Метациейерит $Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	Тетрагональная; $P 4/m\bar{1}l$ — $P 4/l$; $a_0=7,11$, $c_0=17,38$, Табличчатые	Ярконо-зеленый; стек- лянный до перламутро- вого	3,64	2—2,5	1,647		1,623 бледно- зеленый
Паулит $(Na)(UO_2)_4(AsO_4)_4 \times$ $\times 16H_2O$	Табличчатые	Светло-желтый					
Калерит $Fe(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 12H_2O$	Тетрагональная; D_{4h}^{17} — $J 4/m\bar{1}l$; $a_0=14,30$, $b_0=21,97$	Лимонно-желтый, зеле- новато-желтый	3,2	2—3	1,634		1,632
Тресерит $(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 12H_2O$	Моноклинная, Удлиненные	Лимонно-желтый, соломенно-желтый; тусклый	3,3	2—3	1,630		1,585
Мстакирхейерит $Co(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$	Тетрагональная; D_{4h}^{17} — $P 4/m\bar{1}l$; $a_0=7,15$, $c_0=8,62$, Табличчатые	Розовый; перламутровый	3,33	2—2,5	1,644 мясо- красный		1,617

Минерал, формула	Сингония; пространственная группа; константы ячейки (в Å). Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плеохроизм		
					n_g	n_m	n_p
Вальпургит $(\text{BiO})_4\text{UO}_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Триклинная; $C_2^1 - P\bar{1}$; $a_0=7,13$, $b_0=10,44$, $c_0=5,49$. Удлиненные	Соломенно-желтый; восковой	6,69	3,5	2,05 зелено- ваато-жел- тый	2,00 зелено- ваато- желтый	1,90 бесцвет- ный
Металевит $\text{Zn}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \times$ $\times 8 - 12\text{H}_2\text{O}$	Тетрагональная; $P 4_2/m$; $a=7,16$, $c=17,20$ Å. Таблитчатые	Светло-желтый	4,00		1,640— 1,635	1,635	1,615
Группа фосфураннита							
Фосфураннит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_4(\text{OH})_4(\text{PO}_4) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; $Vm\bar{m}$ ($Vm\bar{m} 2$); $a_0=15,85$, $b_0=17,42$, $c_0=13,76$. Удлиненно-пластинчатые	Золотисто-желтый	4,1	2—3	1,720 золотисто-желтый	1,720 1,720 золотисто-желтый	1,690 бледно- желтый
Бергенит $\text{Ba}(\text{UO}_2)_4(\text{OH})_4(\text{PO}_4)_2 \times$ $\times 8\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; $Vm\bar{m}$; $a_0=16,2$, $b_0=17,7$, $c_0=13,9$. Призматиче- ские	Желтый		2—3			
Арсенураннит $\text{Ca}(\text{UO}_2)_4(\text{OH})_4(\text{AsO}_4)_2 \times$ $\times 8\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая; $a_0=15,40$, $b_0=17,40$, $c_0=13,75$ Å; Призматические	Оранжево-желтый	4,6	2—3	1,766 интенсив- но-жел- тый		1,737

вичные урановые минералы), а метаторбернит и отенит — к дайкам диабазового порфирита.

Такая же картина наблюдается в другом месторождении в одном из рудных разломов, где прослеживаются выделения торбернита, метацейнерита и казолита, причем только первый из них выходит за пределы зоны дробления разлома. В стороны от зоны дробления разлома встречаются торбернит, отенит и водородный отенит.

Фосфорный анион значительно сильнее мышьякового, поэтому в случае преобладания в составе первичных руд дисульфидов над арсенидами на месторождении возможно образование смешанных арсено-фосфатных слюдок, а на отдельных участках — и полное замещение мышьяковых слюдок фосфатными.

В основании глубокой рудной камеры уран-сульфидного месторождения была вскрыта зонка окварцованных осветленных гранодиоритов, по стенкам которой в изобилии выделяются хорошо образованные кристаллики отенита и очень мелкие плохо сохранившиеся кристаллики, иногда корочки метацейнерита. Хорошо видно постепенное замещение метацейнерита отенитом. Часто присутствие метацейнерита угадывается лишь по неестественно зеленовато-желтой окраске отенита. Вверх по зоне количество слюдок уменьшается, отенит становится более желтым и более чистым, метацейнерит исчезает.

Таким образом, соотношение фосфатов и арсенатов способствует расшифровке первичного состава руд. Значительно больше для расшифровки дает катионный состав слюдок, однако и он не способен полностью раскрыть качественный состав первичных руд месторождения. Так, хорошо известно, что на любом урано-сульфидном месторождении наиболее часто встречаются два вида слюдок: медные — торберниты или цейнериты и кальциевые — отениты или ураноспиниты¹. Гораздо реже встречаются магниевые слюдки — салейты или новачекиты.

Присутствие последних может быть вызвано двумя причинами: 1) наличием в качестве жильного материала магнезиальных карбонатов, что, например, характерно для Шинколовбе, где во вмещающих породах огромная роль принадлежит магнезитам и магнезиальным доломитам; 2) отсутствием среди жильных минералов карбонатов и обогащенностью пород магнезиальными пороодообразующими минералами. Такой случай зафиксирован на месторождении, где роль карбонатов ничтожна, но в составе околорудных зон гидротермального изменения резко возрастает количество магнезиальных хлоритов.

Довольно часто (не считая медных и кальциевых) на месторождениях встречаются бариевые слюдки — ураноцирциты или хейнрихиты, что бывает связано с наличием на месторождении

¹ В данной работе, за исключением конкретных примеров, не производится разделения слюдок на основные и метаформы.

барита. Барит — труднорастворимый минерал, но возможны случаи и быстрого обогащения растворов барием. Часто совместно с баритом развиты пирит и флюорит. В результате взаимодействия в процессе окисления последних образуется плавиковая кислота, способная более активно разлагать барит.

Вместе с баритом в составе жильного материала может находиться некоторое количество карбоната бария — виттерита. И, наконец, развитие жильного барита обычно сопровождается повышенным содержанием бария во вмещающих породах, где он, в частности, может входить в состав полевых шпатов, которые значительно быстрее разрушаются, чем барит. В качестве примера можно привести алданские флогопитовые месторождения, в зоне окисления которых отмечается повышенная активность бария. По данным Б. М. Шмакина (1967), для Южной Якутии характерно наличие ортоклаза, содержащего до 0,89% ВаО.

Пониженные количества в составе руд месторождений карбонатов и присутствие в числе сульфидов преимущественно пирита или марказита, а в числе жильных минералов — кварца и флюорита способствует появлению в составе зоны окисления оксониевых и алюминиевых слюдок.

Известны также слюдки, катионная часть которых представлена Со, Мп, Вi и Рb. Автором была встречена даже медно-серебряная слюдка — фосфат, катионная часть которой на одну треть заполнена серебром. Все эти слюдки отражают первичный состав руд и все-таки не могут быть надежным фактором для их качественной расшифровки. Так, например, хорошо известно, что галенит является одним из наиболее распространенных сульфидов в уран-сульфидных месторождениях, а свинцовая слюдка (пржевальскит) встречается крайне редко. Мышьяковый аналог пржевальскита не найден до настоящего времени. Единичны находки висмутовой слюдки — вальпургита, хотя первичные минералы висмута достаточно широко развиты в рудных месторождениях пятиметальной формации.

И все же расшифровка состава сульфидов первичных руд обычно задача несложная, так как все они дают большое количество минералов-спутников: для медных сульфидов это малахит, брошантит, хризоколла, различные фосфаты и арсенаты меди; для свинцовых — церуссит, англезит, пироморфит, миметизит; для цинковых — смитсонит; для висмутовых — гидрокарбонаты висмута. Именно анализ взаимоотношений этих минералов со вторичными минералами урана позволяет с большей или меньшей достоверностью качественно восстанавливать состав первичных руд.

Остановимся еще на одном любопытном типе зоны окисления месторождений урано-сульфидной группы — силикатном. Зоны окисления этого типа возникают на месторождениях, в составе первичных руд которых отсутствуют мышьяксодержа-

щие сульфиды, а вмещающие породы месторождения практически «стерильны» на фосфор. Во вторую стадию процесса окисления здесь вместо слюдок образуются силикаты урана; уранофан и бета-уранофан, складовскит, купроскладовскит, казолит.

Силикатная зона окисления урано-сульфидных месторождений резко отличается от силикатной зоны собственно урановых месторождений в первую очередь по форме выделений урановых силикатов. В собственно урановых месторождениях силикаты образуются на месте первичных руд, сохраняя их морфологический облик; а в зоне окисления сульфидно-урановых месторождений развиваются типичные переотложенные силикаты в виде корочек, налетов, отдельных скоплений кристалликов. Кроме того, в зоне окисления ураново-сульфидных месторождений силикаты урана всегда находятся в ассоциации с минералами-спутниками, характерными для минералообразующих элементов первичных руд. Ниже в качестве примера будут приведены месторождение 7 и одно рудопроявление.

Преобладание сульфидов над первичными минералами урана может привести к полному уничтожению вторичных минералов урана и образованию лимонитовой зоны окисления. Переход к последней происходит как в случае резкого преобладания сульфидной составляющей над урановыми минералами, когда происходит интенсивный вынос урана из зоны окисления с удерживанием лишь небольшой части его в минералах-адсорбентах, так и путем замещения урановых слюдок лимонитами с образованием своеобразных псевдоморфоз, которые не только сохраняют форму слюдки, но и приобретают специфический бронзовый оттенок.

Если лимонитовая зона окисления совершенно лишена индивидуализированных минералов урана, такие псевдоморфозы являются прямым доказательством наличия урана в первичных рудах.

При исследовании слюдково-лимонитовых и лимонитовых зон окисления весьма полезна так называемая «лимонитовая съёмка», т. е. опробование лимонитов на уран, проводящееся по определенной системе. С помощью такой съёмки, зная фоновую зараженность ураном региона, можно не только качественно установить содержание урана в первичных рудах, но и отбить наиболее перспективные участки («Минералогические типы...», 1959).

При качественной расшифровке сульфидов, входящих в состав первичных руд, используются те же методы, что и при расшифровке железных шляп, указанные еще в 1936 г. С. С. Смирновым и неоднократно применявшиеся и развивавшиеся целым рядом исследователей: изучение текстур лимонитов, остатков минералов-спутников и реликтов первичных сульфидов, тщательный анализ «железистых охр» и др.

Для сопоставления первичной минерализации с веществен-

ным составом зон окисления остановимся на нескольких примерах самых разнообразных ураново-сульфидных месторождений. Характеристика месторождений дается предельно кратко, она включает очень сжатые сведения о геологическом положении месторождения, его структурных особенностях и вещественном составе первичных руд.

Месторождение 4

Урановое месторождение 4 приурочено к краевой части тектонического блока, который рассечен системой поперечных северо-восточных разрывов и тяготеет к крупному древнему вулканическому аппарату. Месторождение имеет крайне сложное геологическое строение. В его пределах развиты эффузивно-осадочные породы силура — девона, собранные в складки северо-западного простирания, сложенные и прорванные экструзивными фельзитами и их лавобрекчиями. Эффузивно-осадочные породы прорываются, кроме того, значительно более поздними по времени дайками кварцевых порфиров и диоритовых порфиров. Основные черты структуры месторождения определяются разрывными нарушениями северо-восточного, северо-западного и меридионального простирания, наложенными на корневые части кислых эффузивов.

Промышленные рудные тела располагаются в межформационных залежах и корневых частях кислых эффузивов, их жерловых фациях или субвулканических интрузивах. Локализация уранового оруденения в этих породах контролируется сочетанием благоприятных структурных и литологических факторов, среди которых особо важное значение имеют:

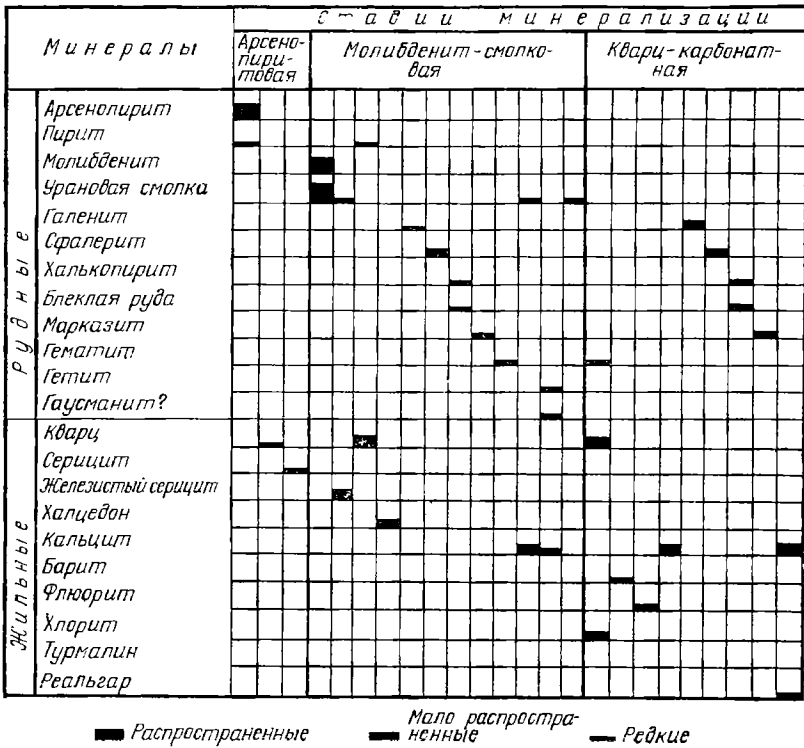
- 1) контакты лавобрекчий с фельзитами и фельзитов с песчаниками;
- 2) дайки плотных турмалинизированных фельзитов, их туфолов и лавобрекчий среди фельзитов;
- 3) флюидалность зоны и участки интенсивной трещиноватости пород брекчирования, особенно интенсивно развитые в местах изгибов флюидалности. схождения полос флюидалности двух-трех направлений;
- 4) дизъюнктивные нарушения северо-восточного и северо-западного простирания и оперяющие их трещины.

Рудные тела имеют форму сложных линзо- и столбообразных залежей, а также многочисленных мелких линз и гнезд, которые образуют полосу, вытягивающуюся согласно с простиранием и падением экструзивных фельзитов.

Руды месторождения являются комплексными уран-молибденовыми, среди которых установлено 23 гипогенных минерала (табл. 8). Месторождение сформировано в два этапа, объединяющие четыре стадии минерализации.

I. Высокотемпературный грейзеновый этап, к которому относится кварц-турмалин-биотитовая стадия.

Схема последовательности выделения гипогенных минералов на месторождении 4



II. Низкотемпературный этап, в котором можно выделить три стадии минерализации: 1) арсенопиритовую, 2) молибденит-смолковую, 3) кварц-карбонатную (с сульфидами свинца и цинка).

Характерной особенностью месторождения является рассеянный тонковкрапленный и прожилково-вкрапленный тип минерализации, в том числе и урановой смолки.

Кварц-турмалин-биотитовая стадия минерализации распространена очень широко. В составе прожилков, линз и гнезд, относимых к этой стадии минерализации, главными минералами являются турмалин, зеленый биотит, кварц, мусковит. Выделения этих минералов нередко расположены по флюидалности пород и замещают цемент в дайках туфолов.

Арсенопиритовая стадия минерализации представлена тонкой микроскопической вкрапленностью арсенопирита, иногда также пирита в фельзитах. Реже встречаются прожилковые выделения. Участки с вкрапленностью арсенопирита пространственно совпадают с урановыми рудными телами, хотя арсенопиритизация распространена шире.

Молибденит-смолкковая стадия минерализации представлена двумя разновидностями минерализации:

- 1) прожилковидные скопления урановой смолки и молибденита;
- 2) микроскопическая вкрапленность этих минералов в породе.

Обе эти разновидности связаны между собой постепенными переходами. В прожилках урановая смолка находится в тесном сростании с мелкочешуйчатым молибденитом, переходящим местами в изотропную разновидность — иордизит. Урановая смолка при этом имеет форму шариков. В раздувах прожилки сложены урановой смолкой с мелкими включениями галенита. Центральная часть раздувов нередко выполнена кальцитом с включениями минералов марганца и железа.

Послерудная кварц-карбонатная стадия минерализации развита значительно слабее остальных. В отличие от предыдущих она представлена четкими жилами, что объясняется, по-видимому, уменьшением пористости и увеличением хрупкости вмещающих пород в результате развития минералов предыдущих стадий в пористом фельзите.

Зона окисления

По вещественному составу первичных руд месторождение 4 относится к смолково-молибденитовому типу. Доля сульфидов на месторождении (если не учитывать молибденит, ассоциирующий с урановой смолкой) невелика, причем основная масса их представлена арсенопиритом.

Месторождение расположено в полностью пенефленизированной области, что способствовало возникновению интенсивно проработанной зоны окисления. В целях более точного освещения зоны окисления ниже приводится краткая гидрохимическая характеристика месторождения.

На месторождении развиты грунтово-трещинные воды, залегающие на глубине 12—15 м от поверхности. Водопроницаемость пород относительно невысокая и неравномерная. Воды содержат свободный кислород от 1,4 до 7,2 мг/л на уровне 50 м ниже поверхности. Высокое содержание кислорода позволяет предполагать, что кислородсодержащие воды развиты и значительно глубже. Eh вод на уровне 90 м от поверхности колеблется в интервале 195—300 мв. Для подземных вод месторождения типична нейтральная реакция, рН их обычно 7,1—7,4, но в капезах на участках трещиноватых и увлажненных

пород местами отмечались слабокислые воды, рН которых 6,5—6,0 и даже 5,5. Таким образом, непосредственно на контакте с окисляющимися сульфидами возникают слабокислые воды, которые, однако, очень быстро нейтрализуются.

Химический состав подземных вод ярко отражает засушливый пустынный климат района месторождения, существующий здесь примерно с неогена. Это воды, типичные для областей континентального засоления. Минерализация их колеблется от 6 до 12 г/л. По характеру минерализации воды сульфат-хлоридные, натриевые. Содержание урана в воде буровых скважин, вскрывших руду, $1 \cdot 10^{-3}$ г/л. Опробование горных выработок показало, что концентрация урана в воде колеблется от 8×10^{-5} до $3 \cdot 10^{-3}$ г/л. Кроме урана, в подземных водах месторождения обнаружены марганец, мышьяк, фосфор и кремний. Содержание молибдена в воде обычно составляет $1 \cdot 10^{-4}$ — 2×10^{-4} г/л. Характерно, что водопроявления, содержащие уран в наибольших количествах, имеют также наиболее высокую концентрацию молибдена. Содержание мышьяка $0 \cdot 10^{-4}$ — $6 \cdot 10^{-4}$ г/л в капелях, в водах зоны насыщения $1 \cdot 10^{-4}$ — $8 \cdot 10^{-5}$ г/л. Содержание фосфора ниже $5 \cdot 10^{-6}$ г/л. Кремнекислота содержится в количестве от 10 до 16 г/л.

Месторождение достаточно интенсивно проработано процессами окисления и имеет хорошо развитую зону окисления. По вещественному составу зона окисления месторождения относится к смешанному слюдково-силикатному типу. В составе ее основную роль играют силикаты урана (бета-уранофан, уранофан, казолит) и урановые слюдки — арсенаты урана, в ничтожных количествах встречается ванадат — тьюмунит. Очень небольшая доля приходится на гидроокислы урана.

Процессы окисления проникают на значительную глубину. Даже на глубине 300 м от поверхности в ряде рудных тел можно проследить образование по урановой смолке силикатов урана, главным образом бета-уранофана. Здесь по черному рудному минералу развиваются желтые оторочки, напоминающие светлые разности ненадкевита. Вполне возможно, что часть этого черного рудного минерала представлена коффинитом. На глубине 90 м от поверхности процессы окисления широко проявлены почти в каждом рудном теле. Здесь интенсивно развиты силикаты урана (уранофан и бета-уранофан), урановые слюдки (трегерит, ураноспинит, Na-ураноспинит) и незначительно — гидроокислы урана. На глубине 50 м значительно шире развиты урановые слюдки — ураноспиниты и слюдки типа калерита с большим содержанием железа. В меньшем количестве на этом горизонте развиты силикаты урана, которые, так же как и на нижних горизонтах, замещают урановую смолку.

На поверхности месторождения (в пределах вскрытия канавами) основная масса вторичной минерализации представлена слюдками, главным образом натриевым ураноспинитом. Гораз-

до реже встречаются метацейнерит, ураноспинит и совсем редко — тьюмунит. Судя по отвалам старых канав и шурфов, близ поверхности также были развиты и силикаты урана: уранофан, бета-уранофан, в меньшей степени казолит. Однако преобладание здесь слюдок, особенно натриевого ураноспинита, совершенно бесспорно.

В ряде участков на стенках горных выработок возникают немногочисленные новообразования, представленные в основном молибдатом урана типа иригинита и совсем ничтожными количествами сульфата урана — циппеита.

В ассоциации с урановыми слюдками развиты гидроокислы железа и марганца, скородит, бедантит, ферримолибдит, фармакосидерит, в очень небольшом количестве англезит и вульфенит.

Зона вторичного обогащения практически отсутствует. Взаимоотношения вторичных минералов позволяют вполне определенно наметить стадийность развития зоны окисления и выявить некоторые интересные особенности, присущие этому месту рождению.

На месторождении отчетливо прослеживаются все три стадии развития зоны окисления. На нижних горизонтах хорошо сохранилась минерализация первой стадии: замещение урановой смолки силикатами урана — бета-уранофаном и уранофаном. В некоторых участках силикаты урана отделены от смолки тонкой каймой гидроокислов урана типа кларкеита и беккерслита, явно более ранних по времени образования. В отдельных участках непосредственно по урановой смолке развивается трегерит.

Во вторую стадию происходит частичное уничтожение силикатной минерализации первой стадии и образование слюдок типа трегерита — ураноспинита. В ряде интервалов минерализация первой стадии полностью уничтожается. Подобная последовательность минералообразования при окислении вполне закономерна и неоднократно отмечалась в урано-сульфидных месторождениях различных районов. Однако при дальнейшем окислении появляется определенное отличие. На месторождении широко проявлено замещение урановых слюдок типа трегерита — ураноспинита, а у поверхности также и метацейнерита натриевым ураноспинитом. Более позднее образование натриевого ураноспинита прослеживается совершенно отчетливо. Особенно широко он развит у поверхности, но и на глубине 90 м процесс замещения натриевым ураноспинитом более ранних слюдок проявлен достаточно интенсивно. В наиболее промытых участках этого горизонта прослеживается только натриевый ураноспинит. Изредка наряду с натриевым ураноспинитом по слюдкам отмечается образование поздних силикатов типа уранофана и бета-уранофана. Любопытно, что в катионной части последних также часто обнаруживается натрий.

Появление натриевого ураноспинита закономерно увязывается с современной окружающей обстановкой. Район месторождения находится в области солончаков и отличается развитием высокоминерализованных хлоридно-натриевых вод, крайне выдержанных по составу на значительной территории. Естественно, что обилие натрия в водах должно было отразиться на составе формирующихся в зоне окисления минералов. Если в верхах месторождения изменение слюдок наиболее интенсивно должно было происходить путем катионного обмена, то по мере окисления сохранившихся сульфидов на глубине могло происходить и самостоятельное высаживание нового минерала.

Состав минералов первых двух стадий показывает, что их образование происходило в иной обстановке, не связанной с наличием высокоминерализованных вод. Эта любопытная особенность месторождения позволяет предполагать формирование зоны окисления по крайней мере в два этапа, отличающихся резкой сменой условий окружающей среды. Второй этап связан с начавшимся засолением районов, которое произошло сравнительно недавно — в конце неогена. Следовательно, появление натриевого ураноспинита вполне определенно можно связать с этим временем. До начала засоления зона окисления месторождения формировалась в условиях более влажного климата с развитыми, по-видимому, гидрокарбонатными водами.

Для подтверждения выдвинутого предположения о формировании зоны окисления месторождения в два разновозрастных этапа был отобран ряд образцов для определения состояния в них радиоактивного равновесия. Анализы, выполненные старшим научным сотрудником ИГЕМ С. Г. Цейтлин, дали следующие результаты. Образцы уранофана и бета-уранофана, замещающих урановую смолку, и образцы трегерита практически равновесны. Образцы, в которых присутствует только натриевый ураноспинит, имеют 30—40% от равновесного состояния, хотя взяты в тех же участках, что и трегерит. Образцы, в которые попадают и трегерит, и натриевый ураноспинит, показывают промежуточные результаты состояния радиоактивного равновесия. Таким образом, результаты анализа, устанавливающие более молодой возраст натриевого ураноспинита, в какой-то степени подтверждают правомочность выдвинутой гипотезы.

Для зоны окисления месторождения характерна еще одна любопытная особенность, также возможно связанная с наличием здесь двух разновозрастных зон окисления. Процессы окисления проникают на месторождении очень глубоко (более чем на 300 м) при очень неглубоком положении уровня грунтовых вод (около 10 м). Такое и даже более глубокое проникновение грунтовых вод, содержащих свободный кислород, вполне закономерно и неоднократно наблюдалось в природе. Однако в этих случаях формирование минерализации зоны окисления обычно наблюдается в наиболее нарушенных трещиноватых

участках, здесь же ярко выраженные результаты процессов окисления на глубине прослеживаются и в относительно крепких блоках пород.

Очевидно, в период формирования более древней зоны окисления уровень грунтовых вод мог быть значительно ниже, и тогда процессы окисления могли проникнуть на такую глубину и в участках с небольшой трещиноватости. К таким же выводам неоднократно приходили и другие исследователи по различным районам (Чухров, 1950 и др.).

Месторождение 5

Месторождение 5 и ряд рудных проявлений располагаются в полосе, пространственно тяготеющей к зоне крупного герцинского разрыва глубокого заложения, который имеет близширотное простирание. Положение его отчетливо устанавливается по приуроченности к узкой линейной зоне трещин жерловых фаций кислых и средних эффузивов, а также поздних гипабиссальных интрузивов и даек. В рудоносной полосе широко развиты тектонические швы близширотного и северо-западного простираний, к местам пересечений которых и приурочены промышленные гидротермальные образования. Положение месторождения и других рудопоявлений в рудном поле определяется главным образом особенностями внутреннего строения и историей развития рудовмещающих разрывов. Месторождение располагается в крупных зонах разрывов северо-западного простирания, которые развиваются в эндоконтакте каледонских гранодиоритов.

Эти разрывы имеют длительную и сложную историю развития, в которой отчетливо устанавливаются два основных периода: нижнепалеозойский и верхнепалеозойский. В нижнем палеозое рудовмещающие разрывы контролировали положение магматических тел и кварц-пиритовых жил. В верхнем палеозое, на участках варисийского подновления к зоне разрывов оказались приуроченными «корневые» фации кислых эффузивов, их лавобрекчий, более молодые малые интрузивы и дайки, а также многообразные гидротермальные образования, в том числе и промышленная урановая минерализация. В пределах рудного поля и на месторождении наблюдается тесная пространственная приуроченность урансодержащих прожилков к березитизированным породам. Березитизация несколько предшествует оруденению, являясь в то же время околорудным изменением.

Формирование рудных тел на месторождении представляло собой длительный многостадийный процесс, в результате которого оказались пространственно совмещенными жилы различного состава. Месторождение сформировалось в результате гидротермальной деятельности нижнепалеозойского (кварцевые жилы с пиритом) и верхнепалеозойского (березитизация, раз-

личные сульфидные, сульфидно-смолквые и карбонатные прожилки) этапов.

Гидротермальные образования нижнепалеозойского этапа представлены только кварц-пиритовыми жилами, состоящими из массивного сливного белого кварца с включениями пирита. Гидротермальные образования верхнепалеозойского времени на месторождении проявились в виде нескольких стадий, причем для первой из них характерны метасоматические преобразования пород — березитизация, а для последующих — прожилки.

Полосы березитизированных пород приурочены к зоне рудного разлома. Максимально березитизированные породы (кварцевые, кварц-пирофиллитовые и кварц-серицитовые) развиты непосредственно в самом разломе. Они окружены более мощным ореолом кварц-серицит-анкеритовых пород. По периферии располагаются слабоизмененные породы, сохранившие первичную структуру; в некоторых из них вкрапленники микроклина замещены альбитом, а темноцветные минералы — хлоритом. В пределах полосы березитизации развиты следующие породы: 1) серицитовые прожилки; 2) хлоритовые метасоматиты и прожилки; 3) сульфидные (пирит-арсенопиритовые) прожилки; 4) кварц-сульфидно-смолквые прожилки; 4) карбонатно-барит-флюорит-сульфидные прожилки.

Серицитовые прожилки очень маломощные: 0,5—5 см; чаще обнаруживаются под микроскопом; распространены в участках максимальной березитизации.

Хлоритовые метасоматиты и прожилки наблюдаются вдоль всей зоны рудного разлома.

Сульфидные, в основном пиритовые прожилки секут жилы каледонского кварца. В них развито небольшое количество магнетита, гематита и рутила; обычно они не сопровождаются какими-либо жильными минералами и лишь в отдельных случаях в них установлены мелкозернистый кварц и хлорит.

Молибденит наблюдается в виде скоплений изогнутых пластинок в кварце. Нередко скопления пластинок молибденита приурочены к определенным направлениям — микротрещинам в кварце. Молибденит, как и пирит, является более поздним по отношению к кварцу и образуется путем его метасоматического замещения.

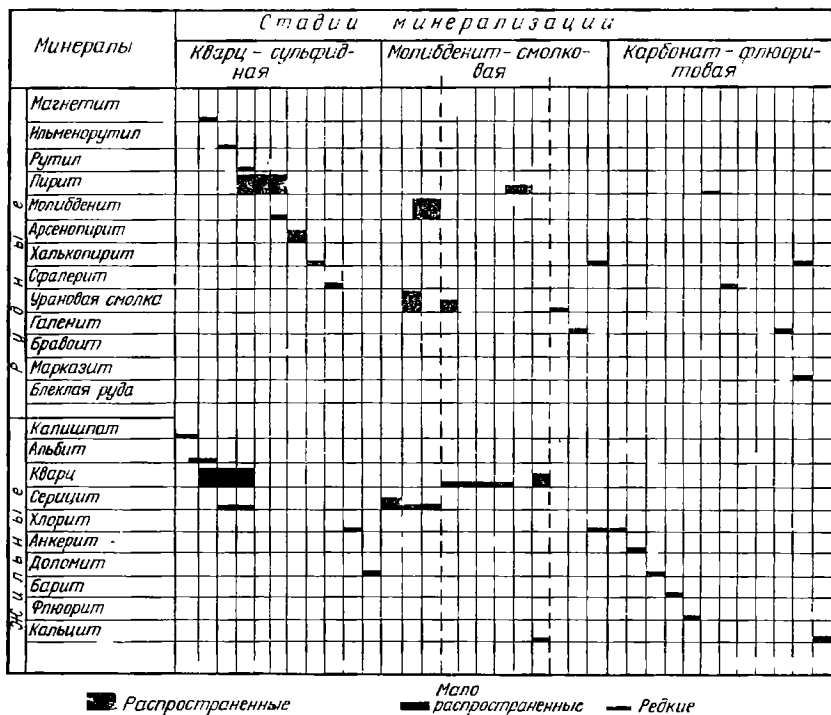
Арсенопиритовые жилы, прожилки и вкрапленность в кварце образовались позднее пирита. Мощность прожилков арсенопирита 2—3 см. Все перечисленные сульфиды являются более ранними по отношению к прожилкам урановой смолки и иордизита. Более ранними являются и гнездообразные скопления желтоватого анкерита.

Кварц-сульфидно-смолквые прожилки развиты на месторождении весьма широко. Они, как правило, имеют небольшую мощность (от первых миллиметров до 1—3 см), но в отдельных случаях встречаются жилы мощностью 10—15 см, и

тогда жилы содержат большое количество обломков кварца. По наблюдаемым парагенетическим ассоциациям минералов на месторождении можно выделить три типа прожилков с урановой смолкой (табл. 9):

Таблица 9

Схема последовательности выделения гипогенных минералов на месторождении 5



1) иордизит-смолковые и иордизитовые, реже молибденит-смолковые;

2) галенит-смолковые, часто с большим количеством дисульфидов железа;

3) кальцит-смолковые.

Количественно преобладает первый тип прожилков, менее распространен второй, третий наблюдается крайне редко.

Карбонатно-барито-флюорит-сульфидная минерализация проявлена довольно широко. Кварц-барит-анкеритовые прожил-

ки особенно распространены в юго-восточной части месторождения; мощность их от первых миллиметров до 2—3 см. Главными минералами являются друзовидный кварц, барит и анкерит. Среди сульфидов наиболее распространены галенит и сфалерит.

Завершают процесс формирования месторождения флюорит-кальцитовые прожилки мощностью 1—3 см. Сложены розовым кальцитом и светло-фиолетовым флюоритом. Сульфиды редки и представлены галенитом и светлым сфалеритом (см. табл. 9).

Зона окисления

На месторождении в основном развиты грунтово-трещинные воды, которые имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав и характеризуются невысокой минерализацией (400—600 мг/л). Подземные воды месторождения, особенно в искусственной зоне просачивания, значительно разнообразнее по составу и общей минерализации. Они изменяются от гидрокарбонатных до сульфатных, а по общей минерализации — от 150 до 3500 мг/л. Их сульфатность и значительное возрастание минерализации являются следствием процесса окисления сульфидов с образованием сульфатов и свободной серной кислоты. Местами на месторождении развиты кислые воды, pH которых 3,5 и 2 и даже 1,3. Выходы таких вод приурочены, как правило, к кварц-сульфидным жилам. Концентрация урана в водах составляет от $n \times 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-3}$ г/л, часто возрастая до $n \cdot 10^{-2}$ г/л, а в отдельных случаях до $1 \cdot 10^{-1}$ г/л. Кроме урана в подземных водах широко распространен молибден, концентрация которого в ряде случаев достигает $4 \cdot 10^{-2}$ г/л, обычно $2 \cdot 10^{-4}$ г/л. Кремниевая кислота содержится от 6 до 26 мг/л, причем наибольшие концентрации отмечаются в кислых водах. Суммарное содержание фосфора и мышьяка в ряде проб составляет $n \cdot 10^{-4}$ и даже $n \cdot 10^{-3}$ г/л.

По вещественному составу первичных руд месторождение представляет собой сульфидно-урановое месторождение, в котором основная масса сульфидов представлена пиритом (иногда бравитом), менее развиты арсенопирит, галенит, сфалерит, молибденит, нордзит, халькопирит и марказит. Жильные минералы представлены огромной массой кварца, значительно в меньшей степени анкеритом, серицитом, хлоритом и совсем незначительно — баритом, флюоритом, кальцитом. Урановая смолка играет подчиненную роль по отношению к пириту и с основными массами последнего так же, как и с карбонатом, пространственно разделена.

Большая доля сульфидов и относительно небольшие превышения рельефа, характерные для района месторождения, способствовали интенсивному развитию зоны окисления на выходах месторождения и проникновению процессов выветривания на

относительно большую глубину (больше 100 м). Зона окисления месторождения относится к трещинному типу. Процессы вторичного изменения в этом типе развиваются только по дилатационным нарушениям, причем их интенсивность и степень проникновения на глубину находятся в прямой зависимости от размеров этих нарушений. В мало раздробленных и наиболее плотных блоках вмещающих пород сравнительно на небольшой глубине от поверхности сохраняются слабо измененные первичные руды.

Главную роль в составе зоны окисления играют урановые слюдки, в основном фосфатные. Доля чистых арсенатов незначительна, но мышьяк то в больших, то в меньших количествах присутствует почти в каждой слюдке. Отсутствие арсенатов вполне закономерно, так как количество арсенопирита на месторождении невелико, а содержание фосфора во вмещающих породах достаточно высокое (0,2—0,3%). Среди слюдок преобладают в равных количествах развиты метаотенит, метаторбернит и «белесые» слюдки. Последние представляют собой слюдки сложного состава, в катионной части которых в различных соотношениях содержатся Ca, Al, $(\text{H}_3\text{O})^+$, $(\text{UO}_2)^{2+}$, Mg, Sr и др., а в анионной части помимо P то в больших, то в меньших количествах присутствуют As и Si. Иногда количество того или иного компонента резко преобладает над остальными, и тогда возникают слюдки, приближающиеся по составу к вполне определенным минералогическим разновидностям: сабугалиту, водородному отениту, фосфорному аналогу трёгерита. В метаотените и метаторберните также наблюдается присутствие изоморфных примесей как в катионной, так и в анионных частях, но в значительно меньшей степени, чем в «белесых» слюдках. Из чистых мышьяковых слюдок встречаются метацейнерит и слюдки, близкие к ураноспиниту, но все же с некоторой долей фосфора в анионной части. Условно к слюдкам относятся довольно широко развитые ванадаты (тюамунит и, возможно, сенжье-рит).

Помимо урановых слюдок в зоне окисления устанавливаются гидроокислы (параскупит, скупит) и силикаты (уранофан, казолит) урана, сильно уступающие в количественном отношении урановым слюдкам. Отмечены одиночные находки уранового карбоната типа рётзерфордина. Тесно ассоциируют с урановыми минералами урансодержащий вавелит, глинистые минералы типа каолинита и галлуазита, сильно ожелезненные минералы типа гидрослюд, гялииты, гидроокислы марганца. В ассоциации с урановыми минералами в зоне окисления отмечены малахит, азурит, хризоколла и алюминиевый аналог хризоколлы¹.

¹ Если исходить из данных, приведенных в работе Ф. В. Чухрова и др. «О хризоколлах», 1968, то алюминиевыми аналогами хризоколлы явля-

В развитии зоны окисления месторождения можно выделить все три стадии формирования зон окисления урановых месторождений, проявленные в неравной степени. Минерализация первой стадии, возникшая в результате изменения урановой смолки до начала окисления сульфидов, почти не сохранилась. Лишь в некоторых блоках окварцованных участков, почти лишенных сульфидов, удается проследить развитие по смолке гидроксида урана — купита и в небольших количествах карбоната урана типа ретзерфордина. Однако подобные участки очень редки. В самых верхах месторождения к числу остатков минерализации первой стадии можно отнести прожилки, представленные смесью глинистых продуктов и силикатов урана (уранофана — склодовскита и казолита).

Минералы второй стадии — урановые слюдки — составляют основную часть минерализации зоны окисления месторождения. В самых верхних частях месторождения происходит изменение минералов второй стадии в обстановке полностью окисленных сульфидов, т. е. фиксируется третья стадия развития минерализации, в ходе которой появляются гидроокислы (параскупит), силикаты (уранофан, казолит), а также ванадаты урана (тюяунит, сенджерит).

В распределении урановых слюдок второй стадии не наблюдается какой-либо закономерности. В карьере зеленые (медные) и светлые слюдки прослеживаются в переменных количествах, зависящих в первую очередь от распределения в первичных рудах халькопирита. Обогащенность последним первичных руд всегда сопровождается заметным увеличением в зоне окисления медных слюдок, одновременно с которыми появляются такие вторичные минералы меди, как азурит, малахит, хризоколлы. Если рассматривать изменение состава слюдок в горизонтальном направлении, то в стороны от основных рудных тел наблюдается увеличение количества «белёсых» слюдок, а также ванадатов. Такая закономерность связана с уменьшением количества карбоната в стороны от основных рудных тел.

Появление основной массы ванадатов в позднюю стадию развития зоны окисления объясняется недостаточным количеством ванадия в растворах по сравнению с фосфором и усилением его роли по мере израсходования из растворов последнего. На-

ются галлуазиты — каолиниты. «При допущении замещения меди алюминием формула хризоколлы приобретает вид $(\text{Cu}_{2-x}\text{Al}_x\cdot\text{H}_{2-x}(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$. При полном замещении меди алюминием формула отвечает формуле галлуазита — каолинита; вероятная трехмернокаркасная структура переходит в структуру слоистого силиката». («О хризоколлах», 1968, стр. 44). Упомянутый здесь минерал хотя и встречается совместно с хризоколлой и по составу является ее алюминиевым аналогом (Al_2O_3 33,3; SiO_2 38,4; H_2O 27,5%, сумма 99,2%), по своим свойствам совершенно не похож на глинистые минералы (прозрачный, хрупкий, стекловатый). Рентгеноаморфность минерала не позволяет провести его окончательное исследование.

лйчие ванадия является характерной особенностью всех месторождений этого рудного района, которая связана с региональным обогащением ванадием вмещающих пород.

В верхах карьера также наблюдается замещение урановых слюдок (особенно медных) гидроокислами железа и образование псевдоморфоз гидроокислов железа по слюдкам. Многие участки поверхности оказываются совершенно лишенными индивидуализированных минералов урана. Освождающийся при разложении минералов уран концентрируется в этом случае в минералах-адсорбентах: гидроокислах железа, алюминиевом аналоге хризоколлы и др. В целом для зоны окисления месторождения характерен интенсивный вынос урана. Окисленные рудные тела значительно разубоженны по сравнению с первичными рудами. На месторождении практически отсутствует зона вторичного обогащения с регенерированными чернями (смолками), что связано со следующими тремя обстоятельствами: 1) проникновением свободного кислорода на значительную глубину ниже уровня грунтовых вод; 2) отсутствием крупных сульфидных скоплений и других восстановителей урана; 3) развитием сульфидов в мощных кварц-карбонатных жилах, затрудняющих быстрый доступ к ним просачивающихся вод.

В ходе процесса окисления на месторождении возникали и типичные новообразования. В штольнях в увлажненных участках стенки выработок покрылись обильными выделениями различных новообразований и в первую очередь сульфатов урана: уранопилита, циппеита, иоганита. Сульфаты урана высаживались на стенках выработок в тех местах, где наблюдалось просачивание вод с крайне повышенной кислотностью (рН 2). В ассоциации с сульфатами урана выделялись эпсомит, ярозит и халькантит.

При некотором снижении кислотности отмечалось появление арсената — эритрина. При еще большем падении кислотности, фактически в условиях, близких к нейтральной среде, в некоторых выработках происходило высаживание новообразований урановой слюдки (арсената) — метацейнерита.

Стенки и дно карьера, особенно после дождей, также покрывались налетами новообразований. Помимо сульфатов урана здесь наблюдалось большое количество других сульфатов: мелантерита, халькантита, эпсомита и др., а также ильземинита.

Месторождение 6

Рудное поле, включающее месторождение 6, приурочено к тектоническому клину, образованному широтным разломом, определяющим его северную границу, и разломом северо-западного простирания, ограничивающим его с юга. Площадь

рудного поля сложена верхнепалеозойскими эффузивами, смятыми в пологие складки. Они прорваны многочисленными штоками и дайками фельзитов, кварцевых сненит-порфиров и диабазовых порфиритов.

Для рудного поля характерно развитие большого количества дизъюнктивных нарушений, из которых наиболее важным является разлом, прослеживающийся близ южной границы рудного поля в северо-западном направлении. К нему пространственно тяготеет большинство рудных месторождений и рудопроявлений. Наибольший интерес среди структур, связанных с этим разломом, представляют северо-восточные зоны, вскрытые на значительную глубину и лучше других изученные. В них сконцентрировано около 95% всех отработанных в рудном поле запасов урановых руд.

Под собственно месторождением понимается участок, расположенный в юго-восточной части рудного поля, включающий основные зоны. Одна из них расположена в висячем боку южного разлома; вторая зона приурочена к его лежащему боку.

Формирование месторождения представляло собой сложный, длительно развивавшийся процесс. На месторождении могут быть выделены следующие стадии минерализации: 1) кварц-сульфидная; 2) кварц-гематитовая; 3) кварц-баритовая; 4) кальцит-смолковая.

В пределах месторождения выделяются два типа промышленных руд: медно-висмутовые и урановые. Медно-висмутовое оруденение в промышленных количествах сконцентрировано только в юго-западной части основной рудной зоны, в так называемом «раструбе», приуроченном к месту сопряжения ее с рудоконтролирующим разломом. На этом участке широко проявлены жилы различного минерального состава, относящиеся ко всем выделенным на месторождении стадиями минерализации. Наиболее распространены кварц-сульфидные жилы и мегасоматические тела с медно-висмутовыми минералами, а также жилы кварц-гематитовой стадии минерализации. Почти исключительно в юго-западном участке, преимущественно на верхних его горизонтах, встречаются жилы барита. Здесь распространены жилы позднего безрудного кварца и прожилки с урановой смолкой.

«Раструб» имеет в плане треугольную форму, сужающуюся с глубиной и в северо-восточном направлении, в этом направлении постепенно уменьшается и мощность, зона приобретает форму жилообразного штокверка. Уменьшение мощности «раструба» сопровождается уменьшением количества медно-висмутовых минералов.

Урановое оруденение так же, как и сульфидно-висмутовое, локализуется преимущественно в юго-западной части основной рудной зоны. Однако контур его не совпадает с контуром суль-

фидно-висмутового оруденения и как по простиранию, так и на глубину выходит далеко за его пределы.

Урановое оруденение, особенно на верхних горизонтах, представлено преимущественно вторичными минералами урана — урановыми чернями. Среди урановых черней различают остаточные и регенерированные. На месторождении установлено 30 гипогенных минералов (табл. 10).

Таблица 10
Распространенность гипогенных минералов месторождения 6

	Распространенные	Мало распространенные	Редкие
Рудные	Пирит Халькопирит Висмутин Гематит	Урановая смолка Эмплектит Клапротолит Виттихенит Борнит Галенит Арсенопирит Гётит	Халькозин Ковеллин Марказит Теннантит Сфалерит Молибденит Самородный висмут Самородное серебро Самородная медь Самородное золото
Жильные	Кварц Ортоклаз Хлорит Серицит	Каолинит Барит Кальцит	Доломит

При изучении месторождения установлено, что перечисленные минералы обособляются в телах различного состава, среди которых могут быть выделены следующие группы:

I. Группа сульфидных жил

1. Халькопиритовые и кварц-халькопиритовые жилы, прожилки и линзы.
2. Кварц-висмутиновые тела неправильной формы, реже жилы.
3. Пиритовые и кварц-пиритовые жилы.
4. Зоны вкрапленности сульфидов (пирита, халькопирита и висмутина).

II. Группа гематитсодержащих жил

1. Кварц-гематитовые жилы.
2. Кварц-гематит-пиритовые жилы.
3. Кварц-гематит-ортоклазовые жилы.
4. Кварц-хлоритовые жилы с гематитом.

III. Группа кварц-баритовых жил

1. Жилы гребенчатого кварца.
2. Жилы халцедоновидного кварца.

3. Баритовые и кварц-баритовые жилы.

IV. Группа кальцит-смолковых жил

1. Кальцитовые жилы и прожилки.

2. Кальцит-смолковые прожилки.

3. Смолковые и сульфидно-смолковые прожилки.

Распределение минералов в прожилках урановой смолки неодинаково: в одних участках урановая смолка ассоциирует с кальцитом, окислами железа, самородной медью и незначительным количеством сульфидов; в других — в ассоциации с урановой смолкой резко преобладает кальцит; в третьих — основную массу составляют сульфиды. В соответствии с этим на месторождении выделено три типа ассоциации урановой смолки: 1) ассоциация урановой смолки с кальцитом, самородными элементами и окислами железа; 2) кальцит-смолковая ассоциация; 3) сульфидно-смолковая ассоциация.

В распределении различных ассоциаций урановой смолки в основной зоне месторождения наблюдается определенная закономерность: ассоциация урановой смолки с сульфидами меди и висмута преимущественно распространена в верхних горизонтах месторождения в пределах медно-висмутитового «раструба». За пределами «раструба» на тех же горизонтах широко развит марказит, а сульфиды меди играют подчиненную роль. Однако на этих же горизонтах в участках, не несущих сульфидов более ранних стадий минерализации, часто встречаются прожилки, в которых помимо урановой смолки присутствуют только кальцит и небольшое количество гётита.

С глубиной в прожилках урановой смолки вначале появляются самородные медь и висмут, увеличивается количество гётита и гематита, в небольших количествах в этих же прожилках присутствуют сульфиды меди и марказита; постепенно с глубиной количество сульфидов уменьшается, а местами они полностью исчезают. Урановая смолка ассоциирует с кальцитом и небольшим количеством гётита. Количество урановой смолки в прожилках по сравнению с кальцитом незначительно.

Для первичной минерализации зоны характерно обилие гематита и пирита, широкое развитие халькопирита и сульфовисмутитов меди и свинца, незначительное проявление арсенипирита и галенита. Главным жильным минералом здесь является кварц, а главным породообразующим минералом гидротермальных ореолов — хлорит.

Зона окисления

Месторождение 6 характеризуется незначительной обводненностью, что объясняется слабой трещиноватостью вмещающих пород. В пределах месторождения различают три типа подземных вод, отличающихся по динамике и химическому составу.

В верхней части месторождения развиты воды естественной подзоны просачивания, которая имеет мощность 25—35 м. В процессе разработки и осушения месторождения была создана огромная воронка депрессии. Ее форма в горизонтальном направлении определяется общим контуром горных выработок. В пределах этой воронки выходят воды искусственной подзоны просачивания, а ниже ее и по флангам — воды подзоны насыщения. До образования депрессионной воронки эти воды выходили непосредственно ниже зоны просачивания.

Химический состав подземных вод наиболее резко отличается для вод двух подзон: естественного просачивания и насыщения.

Воды естественной подзоны просачивания, богатые кислородом, в условиях обилия сульфидов и малого количества карбонатов, окисляя сульфиды, приобретают кислый характер (рН 3,0—4,5) и обогащаются различными металлами: минерализация высокая (1,5, а иногда 8—13 г/л). Воды существенно сульфатные со значительным количеством Fe, Mn, Al, Cu, Pb, Zn, Si. Омывая участки со вторичными урановыми минералами, такие воды обогащаются ураном (до $2 \cdot 10^{-3}$ г/л) и радием (до $6 \cdot 10^{-11}$ г/л) при смещении радиоактивного равновесия в сторону недостатка радия. В пустых породах — в стороне от сульфидных тел в подзонах естественного и искусственного просачивания — развиты нейтральные сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды с минерализацией 0,44—0,75 г/л, а местами за счет окисления рассеянных в породе сульфидов образуются сульфатно-кальциевые воды с минерализацией более 1 г/л.

Воды зоны насыщения з верхней части грунтового потока в пределах рудных тел имеют кислую реакцию, сульфатно-кальциево-магниевый состав с большим количеством железа и минерализацией 1,9—3,8 г/л. По мере углубления степень кислотности этих вод быстро уменьшается. Количество свободного кислорода изменяется от 0,18 на глубине 50 м до 0,03 мг/л на глубине 300 м. Ниже он не был найден.

Количество урана в подземных водах зоны насыщения изменяется от $3 \cdot 10^{-1}$ в пределах рудных тел до $3 \cdot 10^{-7}$ во вмещающих породах. Количество радия в водах, омывающих рудные тела, изменяется от $8 \cdot 10^{-12}$ до $2 \cdot 10^{-11}$ г/л, а в водах вмещающих пород — от $1 \cdot 10^{-12}$ до $2,8 \cdot 10^{-12}$ г/л.

Величина радий-уранового равновесия в водах рудных тел смещена в сторону недостатка радия, в водах вмещающих пород она близка к равновесному состоянию или несколько смещена в сторону преобладания радия.

Обилие пирита и большое количество сульфидов привело к созданию на месторождении лимонитовой зоны окисления, где основная масса урана сосредоточена в минералах-адсорбентах, главным образом в лимоните, и очень незначительно

развиты индивидуализированные минералы урана. Последние представлены небольшими количествами урановых слюдок: метацейнерита, метаторбернита и метаотенита и совершенно незначительном количестве уранового силиката — казолита.

Редкие выделения урановых слюдок были отмечены исключительно лишь в пределах «раструба». Здесь же сосредоточена обильная вторичная минерализация меди (брошантит, цианотрихит, антлерит, малахит, азурит, хризоколла) и висмута (гидрокарбонаты висмута). Вторичные минералы железа, главным образом лимонит и ярозит, распространены значительно шире и встречаются за пределами «раструба». Кроме того, на месторождении в тех или иных количествах развит еще целый ряд минералов зоны окисления (табл. 11).

Характерной особенностью зоны окисления месторождения является обильное и более или менее повсеместное развитие «железной сметаны». Как известно, гематит как высший окисел железа является химически стойким минералом в зоне

Таблица 11
Минералы зоны окисления месторождения 6

Элемент	Распространенные	Мало распространенные	Редкие
Уран	Урансодержащие гидро- окислы железа Иоганит Уранопилит	Метацейнерит Метаторбернит Метаотенит Циппент	Казолит
Медь	Малахит Азурит Цианотрихит Брошантит Халькантит	Хризоколла Антлерит	Медь самородная Куприт Антлерит
Висмут	Гидрокарбонаты висмута		
Железо	Лимонит Ярозит Мелантерит		Фиброферит
Свинец			Англезит Церуссит
Мышьяк			Скородит
Кальций	Гипс	Кальцит	
Алюминий	Алюминит		Фельзобаннит
Магний	Эксомит		

окисления, но иногда наблюдаются явления физического выветривания (дезагрегация) гематитовых масс с образованием «железной сметаны» (Бетехтин, 1950).

Район месторождения в результате посленеогеновых движений был поднят на 150—200 м, а последующие процессы эрозии местами уничтожили еще большие мощности, поэтому триасово-юрская зона окисления на месторождении не сохранилась, и наблюдаемая в настоящее время зона окисления представляет собой образование четвертичного возраста.

Быстрое молодое поднятие, а следовательно, быстрое и относительно недавнее перемещение уровня грунтовых вод, не могло привести к образованию хорошо проработанной зоны окисления с глубоким выветриванием боковых пород. Поэтому процессы окисления максимально проявились в местах наибольшей трещиноватости, т. е. наибольшей проницаемости для агентов выветривания. Но и в таких участках полного окисления не произошло, поэтому даже в самых близкоповерхностных частях зоны окисления встречаются неокисленные сульфиды.

Вследствие неполной окисленности первичного рудного материала в участках современного периодического увлажнения широко развиты сульфатные новообразования, в том числе и урановые (иоганнит, циппеит, уранопилит). На месторождении интенсивно развита черневая зона вторичного обогащения, развития на значительном интервале.

Месторождение 7

Высотные отметки месторождения 7 колеблются от 2000 до 2500 м. Рельеф достаточно расчлененный с относительными превышениями до 500 м. Площадь месторождения сложена породами эффузивной свиты, прорванными сложной лакколитообразной интрузией граносиенит-порфиоров. Эффузивы представлены фельзитами и фельзит-порфирами. В северной части месторождения в широтном направлении проходит крупное региональное разрывное нарушение.

Проявления урановой минерализации связаны с крупными минерализованными трещинами, пересекающими фельзит-порфиры и фельзиты эффузивной свиты и в значительно меньшей степени проникающими в интрузии граносиенит-порфиоров. Выделяются три основные системы трещин: 1) ориентированные широтно, 2) ориентированные в северо-западном — юго-восточном направлении 110—120°, 3) ориентированные в северо-восточном — юго-западном направлении 60—80°.

Зоны нарушений имеют непостоянную мощность от нескольких сантиметров до 5 м и более. Раздувы обычно расположены в местах сопряжения и пересечения двух или нескольких трещин. К этим же местам приурочены и наиболее интенсивно минерализованные участки. Жильные минералы по

минерализованным зонам представлены хлоритом, кварцем, кальцитом, реже баритом, рудные — пиритом, халькопиритом, гематитом, галенитом, сфалеритом и висмутином. Особое значение для минерализованных зон приобретают процессы окварцевания и хлоритизации, из поздних процессов — лимонитизация. Совокупность их придает минерализованным зонам дробления своеобразный буро-зеленый цвет и устойчивость при выветривании, вследствие чего образуются характерные темно-коричневые грибки и полосы, легко прослеживающиеся в обнажениях.

В центральной части месторождения проходит основная рудная зона, которая состоит из двух крупных трещин юго-восточного и широтного направления, соединяющихся между собой минерализованными трещинами — «просечками». В месте пересечения «просечки» со второй трещиной в средней части зоны образуется своеобразный узел — раздув. Падение трещин крутое ($80—85^\circ$) в южные румбы. От трещин в отдельных местах отходят мелкие «перья», которые прослеживаются на 5—10 м и далее затухают.

Первичная минерализация представлена кварц-гематитовыми и кварц-карбонатно-сульфидными жилами, мощность которых составляет десятки сантиметров, а иногда и первые метры. Среди сульфидов особенно распространены халькопирит, пирит, висмутин, галенит и сфалерит, характерно полное отсутствие арсенопирита. Урановая минерализация представлена небольшим количеством остаточных черней и обычно приурочена к кварц-карбонатным прожилкам.

Зона окисления

Зона окисления месторождения характеризуется хорошей проработкой выходов. В первую очередь отмечается интенсивное ожелезнение зон. Гидроокислы железа развиты по всей зоне, а местами образуют скопления мощностью до 1 м. Очень часто гидроокислы железа развиваются по прожилкам и образуют псевдоморфозы по сульфидам. Характерна изменчивость окраски их в широких пределах — от светло-желтых через оранжево-желтые до бурых, коричневых и почти черных.

Из урановых минералов в значительных количествах присутствуют казолит, в меньших — купроскладовскит и уранофан. В огромном количестве развиты медные минералы, особенно малахит, а также азурит, брошантит, цианотрихит, хризоколлы и медмонтит¹. В тесной ассоциации с малахитом вы-

¹ Здесь сохраняется название медмонтит для очень характерных глиноподобных образований кремового или бежевого с голубоватым оттенком цвета и с высоким содержанием меди, широко развитых в зоне окисления многих медных месторождений и ранее считавшихся медными монтмориллонитами. Ф. В. Чухров и др. («О природе медмонтитов», 1968) показали, что джезказганские медмонтиты представляют собой смеси переменных количеств хризоколлы и гидрослюда.

деляются гидрокарбонаты висмута. Широко распространены гидроокислы марганца, однако мощность выделений их значительно уступает гидроокислам железа. Из свинцовых минералов наблюдались англезит и вульфенит.

Среди остальных минералов необходимо отметить значительное развитие глинистых минералов и гиалитов и незначительное — фельзобаниита (табл. 12).

Таблица 12

Минералы зоны окисления месторождения 7

Распространенные	Мало распространенные	Редкие
Казолит	Купросклововскит	Уранофан
Гидроокислы железа	Гидроокислы марганца	Цианотрихит
Брошантит	Глинистые минералы	Вульфенит
Хризоколл	Азурит	Кальцит
Малахит	Церуссит	
Медмонит	Фельзобаниит	
Англезит		
Гидрокарбонаты висмута		

Вместе с минералами зоны окисления в наиболее плотных участках наблюдаются сохранившиеся остатки гематита и сульфидов: халькопирита, пирита, висмутина, галенита и сфалерита. Из урановых минералов особенно обильно развит казолит, выделения которого тесно ассоциируют с брошантитом, азуритом, гидрокарбонатами висмута и фельзобаниитом. Очень часто казолит прослеживается на брошантите, гораздо реже наблюдаются обратные соотношения.

В нескольких образцах наблюдались выделения нежно-зеленых волокнистых агрегатов купросклововскита на малахите, брошантите и цианотрихите. Хорошо прослеживаются постепенные переходы от уранофана к купросклововскиту и казолиту. Выделения казолита нередко замещаются гидроокислами железа. В отдельных участках можно наблюдать все стадии такого замещения вплоть до образования псевдоморфоз, которые в некоторых случаях покрываются тонкой пленкой гидроокислов марганца и гиалита. В разрезе таких сферических агрегатов в центре наблюдается уцелевшая часть казолита, затем следуют гидроокислы железа с окраской, постепенно изменяющейся от рыжевато-желтой до буро-коричневой, и в самой наружной части — тонкая пленка гидроокислов марганца и гиалита.

В зоне окисления отмечалась следующая последовательность выделения минералов;

1. Брошантит — купросклововскит
2. Малахит — купросклововскит
3. Брошантит — малахит — купросклововскит
4. Брошантит — казолит — брошантит
5. Брошантит — цианотрихит — купросклововскит — фельзобанит — казолит
6. Брошантит — вульфенит
7. Брошантит — азурит
8. Брошантит — малахит — хризоколла — медмонтит.

Это хорошо иллюстрирует изменявшийся во времени характер процесса окисления. С одной стороны, сульфатный процесс сменяется карбонатным и, наконец, силикатным, с другой — наблюдается постепенный вынос катионов и замещение одних катионов другими: $\text{Ca} \rightarrow \text{CuPb} \rightarrow \text{CuAl} \rightarrow \text{Al}$. Хорошо выделяется время выделения силикатов урана, отвечающих второй стадии формирования зоны окисления. Смена процессов проходит постепенно, с временными отступлениями и останковками, что показывает хорошую проработку зоны окисления.

Рассмотренное рудопоявление относится к сульфидно-урановым месторождениям с сильным преобладанием сульфидной составляющей. Соответственно здесь можно было бы ожидать развития слюдковой или слюдково-лимонитовой зоны окисления, однако отсутствие среди сульфидов мышьяксодержащих и «стерильность» вмещающих фельзитов на фосфор вызвали появление во вторую стадию не урановых слюдок, а силикатов.

Аналогичное развитие силикатной зоны окисления в сульфидно-урановых месторождениях наблюдалось в группе урановых рудопоявлений, приуроченных к крупной зоне смятия. Все без исключения рудопоявления (а их более 30) приурочены к структурам разрыва и четко ими контролируются. Вмещающими породами являются порфириовидные гранодиориты, крупнозернистые гранодиориты и лейкократовые среднезернистые граниты, иногда прорванные мелкими дайками аплитов. Первичная минерализация представлена небольшим количеством урановой смолки и урановых черней, пиритом, реже халькопиритом и галенитом.

В зоне окисления развиты силикаты урана, главным образом уранофан, в очень небольшом количестве казолит. В ассоциации с ними встречаются малахит, церуссит, англезит. Как показали спектральные анализы, сульфиды в рудопоявлении совершенно лишены мышьяка, а вмещающие породы практически не содержат фосфора.

Этот пример позволил впервые увидеть применение на практике опубликованного первого варианта классификации типов зон окисления гидротермальных урановых месторождений, так как исследовавший их геолог совершенно правильно установил возможность образования силикатной зоны окисления в уран-сульфидных месторождениях.

Месторождение 8 расположено в пределах локального горстовидного поднятия, ограниченного двумя ветвями разлома. В строении этого горста участвуют древние магматические образования, представленные габбро-монцонитами, а также самые молодые интрузивы сиенитового состава. Структура месторождения определяется в основном наличием более древних пологих трещин, проходящих по контакту габбро-монцонитов и сиенитов, и более молодых — крутопадающих, северо-западных. Менее важную роль играют крутопадающие северо-восточные трещины. Некоторые трещины, главным образом северо-западного простирания, минерализованы и содержат жилы и прожилки различного состава, в том числе и урановые.

Практический интерес представляют жилы диарсенидосмолкового состава. Урановое оруденение в них распределено крайне неравномерно. Обычно ураном обогащены интервалы жил с крутыми углами падения и максимальными величинами азимутов простирания. При этом в плоскости жил образуются своеобразные рудные столбы, имеющие трубообразную форму и склоняющиеся под углами 60—70° на северо-восток. Размеры их по падению и простиранию измеряются первыми метрами, реже десятками метров при мощности в несколько сантиметров. Значительно более мощными (иногда до 0,5 м) являются рудные столбы, приуроченные к острым углам, образованным зонами северо-западного простирания, а также к местам пересечения трещин северо-восточного направления.

Различные гидротермальные образования сложены 25 гипогенными минералами (табл. 13). Эти минералы слагают жилы и прожилки следующего состава (от ранних к поздним): 1) пирит-кварцевые; 2) кварц-баритовые; 3) диарсенидосмолковые; 4) кальцит-анкеритовые; 5) кварц-кальцитовые; 6) пренит-кальцитовые; 7) цеолит-кальцитовые. Распространенность перечисленных жил и прожилков обратная порядку их перечисления, т. е. наиболее распространены цеолит-кальцитовые и пренит-кальцитовые прожилки, наименее — пирит-кварцевые жилы.

Диарсенидно-смолковые прожилки прослеживаются по простиранию и падению на первые десятки метров; мощность их определяется сантиметрами. Эти прожилки концентрируются на небольшой площади и образуют рудные тела. В их составе отмечаются арсениды и сульфиды арсениды кобальта, никеля, железа (шмальтин, раммельсбергит, лёллингит, никелин, герсдорфит), урановые минералы (урановая смолка, уранинит, коффинит?), карбонаты (анкерит, доломит, сидерит), кварц, сульфиды и сульфосоли (сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, прустит-пираргирит), самородные элементы

Минералы месторождения 8

	Распространенные	Мало распространенные	Редкие
Эндогенные	Пирит	Рудные Галенит Сфалерит Халькопирит Урановая смолка Раммельсбергит Шмальтин	Уранинит Самородный мышьяк Самородный висмут Самородное серебро Самородная сурьма Никелин Герсдорфит Блеклая руда Висмутин Прустит-пираргирит
	Кварц Анкерит Кальцит Доломит	Жильные Хлорит Серпичит Цеолиты Пренит Барит Флюорит Сидерит	
Гипергенные	Лимонит, гётит Гидроокислы марганца	Рудные Урановая чернь Аннабергит Эритрин	Самородное серебро Гарниерит-галлуазит Скородит Ураноспинит Цейнерит Трёгерит Беккерелит-бильтетит Сенжьерит Висмут самородный Борнит Малахит Азурит
	Каолинит Кальцит	Жильные	

(мышьяк, серебро, висмут, сурьма). Распределение минералов крайне неравномерное. В одних участках рудных тел урановая смолка ассоциирует главным образом с лёллингитом; в других — широко представлены диарсениды и арсениды никеля, вместе с которыми в очень небольших количествах отмечается лёллингит и нет урановой смолки. Иногда состав прожилков определяется самородным мышьяком и анкеритом.

Зона окисления

Горные выработки месторождения 8 в пределах верхних трех горизонтов обводнены очень слабо. Состав вод гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатный, кальциево-натриевый или натриево-кальциевый, реже кальциево-магниевый: минерализация слабая, не превышающая 0,4 г/л; реакция нейтральная. Количество урана колеблется от $2 \cdot 10^{-5}$ до $2 \cdot 10^{-4}$ г/л, радиоактивное равновесие смещено в сторону недостатка радия. Количество мышьяка в водах повышено, но не превышает $6 \cdot 10^{-5}$ г/л.

Зона окисления на месторождении проявлена слабо и крайне неравномерно. Вблизи дневной поверхности встречены блоки как с интенсивно окисленными рудными минералами, так и слабо затронутые гипергенными процессами. На глубине 100 м процессы гипергенеза практически не проявлены. По составу зона окисления может быть классифицирована как слюдковая. Урановые минералы представлены главным образом ураноспинитом, реже встречаются цейнерит и трёгерит, а также минералы типа беккерелита-бильтетита.

Характерной особенностью зоны окисления является развитие непосредственно по смолке (первая стадия) наряду с минералами типа беккерелита-бильтетита трёгерита. Это связано с наличием на месторождении арсенидов кобальта и никеля, а также самородного мышьяка, скорость изменения которых в зоне окисления соизмерима со скоростью изменения первичных минералов урана, а иногда и превышает ее. Это обеспечивает появление в растворах мышьяка уже в первую стадию. Ураноспинит и цейнерит обычно прослеживаются в интервале 1—2 м в стороны от смолки по трещинам, обычно в сильно лимонитизированных участках. Широко распространены на месторождении гидроокислы железа и марганца, каолинит, кальцит; достаточно широко — аннабергит и эритрин. В небольших количествах обнаружены гарниерит-галлуазит, скородит, малахит и азурит.

Приведенные примеры месторождений с различным соотношением в первичных рудах урановой и сульфидной составляющих показывают, что детальное изучение зоны окисления позволяет делать выводы о количественном соотношении урановой и сульфидной минерализации и жильного материала, о составе сульфидов и жильных минералов и о характере их распределения, о количестве вынесенного урана и, что особенно важно для этой группы месторождений, о возникновении зоны вторичного обогащения. В этой зоне, приуроченной к области застойных вод при обязательном наличии восстановителей, образуются регенерированные черни, смолки и коффинит.

Зона вторичного обогащения выражена тем ярче, чем интенсивнее происходит выщелачивание урана из зоны окисления с возможно меньшим удерживанием его за счет образования вторичной минерализации (слабое развитие минералов-нейтрализаторов, особенно карбонатов) и чем концентрированнее распределены восстановители (в частности, сульфиды).

Зоны вторичного обогащения для целого ряда уран-сульфидных месторождений сыграли решающую роль при отнесении их к промышленным типам, создавая на определенном интервале резко повышенные концентрации урана для довольно бедных месторождений.

Зоны окисления сульфидно(теллуридно, селенидно)-урановых месторождений и их прогнозные возможности

В приведенных материалах по отдельным урановым месторождениям фигурировала достаточно обширная группа месторождений, отличающихся значительным разнообразием компонентов в первичных рудах. В группу собственно урановых и сульфидно-урановых месторождений были включены месторождения с уран-молибденовым типом руд. Однако этот состав первичных руд фактически не отразился на вещественном составе зоны окисления. Имеется в виду полное отсутствие в зоне окисления уран-молибдатов. Урано-молибдатные проявления в таких месторождениях лишь изредка наблюдались в виде новообразований, близких по составу к иригинуту.

Однако новообразования трудно учесть при оценке поверхностных выходов и, следовательно, они в меньшей степени участвуют в определении типа зоны окисления. Поэтому в течение долгого времени исследователи зон окисления урановых месторождений сталкивались с определенным парадоксом: присутствие в составе первичных руд сульфидов молибдена, в сущности не отражается на составе зоны окисления. Если это уран-молибденовое месторождение почти без сульфидов, то возникает силикатная или гидроокисно-силикатная зона окисления; если же налицо уран-молибден-сульфидные месторождения, то соответственно развиваются слюdkовые зоны окисления.

Работы последних лет, в результате которых было открыто около десятка новых молибдатов урана (табл. 14) и выявлены условия, необходимые для их возникновения, позволили установить новый уран-молибдатный тип зоны окисления, выяснить закономерности ее формирования и тем самым пополнить нашу классификационную таблицу (Рудницкая, 1959; Казизын, 1961; Макаров, Аникина, 1963; Coleman, Appleman, 1957; Hamilton, Kerr, 1959; Kamhi, 1959; Vaes, 1958). Большие заслуги в этой области принадлежат Г. Ю. Эпштейн (1959), Е. В. Копченовой, К. В. Скворцовой («Об условиях образова-

Урановые минералы уран-молибдатных зон окисления

Минерал, формула	Сингония, простраивенная группа константы ячейки (в Å). Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	Показатели преломления, плоскокризм	
					n_g	n_r
Седовит $U(MoO_4)_2$	Ромбическая; $a_0=3,36$, $b_0=11,08$, $c_0=6,42$. Тонкоигольчатые, пластинчатые	Бурый до красно-вато-бурого	4,2	2—2,5	Красно-бурый	темный, красно-бурый
Умохит $UMoO_6(H_2O)_2 \cdot 2H_2O$	Моноклинная; C_{2h}^5 — $P 2_1/c$; $a_0=6,32$, $b_0=7,50$, $c_0=57,8$ Å. Пластинчатые или игольчатые	Черный, синевато-черный; стекляно-черный, полуметаллический	4,53	2—2,5	1,915 темно-синий	1,831 оливково-зеленый
Молуранит $UO_2 \cdot 3UO_3 \cdot 7MoO_3 \cdot 2H_2O$	Рентгеноаморфный	Черный; смолистый	4	3—4	1,97—1,98	
Моурит $(UO_2 + UO_3) \times$ $\times 5,5MoO_3 \cdot 3H_2O$	$a_0=9,82$, $b_0=7,17$, $c_0=11,82$ Å. Пластинчатые, призматические	Фиолетовый	3,69	1—2	темный, фиолетовый	светло-фиолетовый
Иригинит $UO_2(HMoO_4) \cdot 3H_2O$	Моноклинная; $a_0=8,58$, $b_0=12,82$, $c_0=7,48$ Å. Таблитчатые	Желтый, зелено-вато-желтый	4,01	1—2	1,942	1,890
Калькурмолит $Ca(UO_2)_3(MoO_4)_3(OH)_2 \times$ $\times 8H_2O$	Псевдоромбический; C_{2h}^5 — $p2_1/c$; $a_0=16,28$, $b_0=25,45$, $c_0=19,63$ Å. Удлиненно-призматические	Желтый; стекляно-черный	4,37	2—2,5	1,856—1,863 желтый	1,863—1,827 светло-желтый
Кузнит $MgO \cdot 2MoO_3 \cdot 2UO_4 \cdot 6H_2O$	Таблитчатые	Черный; стекляно-черный				

ния...», 1961; «Условия образования...», 1962), О. В. Федорову (1963, 1967, 1968). Особенно обширный материал по условиям образования молибдатов урана дало месторождение 9. Сопоставление данных по этому месторождению с данными по ряду других уран-молибденовых месторождений позволило установить два основных условия, необходимых для образования молибдатов урана:

1) молибден в первичных рудах должен преобладать над ураном;

2) молибденовые минералы должны быть представлены своей наиболее легко изменяющейся формой — иордизитом или фемолитом.

Все известные к настоящему времени молибдаты урана образовались в зоне окисления, но часть из них (калькурмолит, иригинит) возникает в собственно зоне окисления, а другая часть (умохоит, моурит, молуранит) — в зоне вторичного обогащения.

Калькурмолит (при соблюдении выделенных условий) может, по-видимому, образоваться как в зоне окисления бессульфидных уран-молибденовых месторождений, так и в уран-сульфидных, а иригинит — только в сульфидно-урановых. Умохоит, моурит и, по-видимому, молуранит образуются в зоне вторичного обогащения.

Месторождение 9

Месторождение 9 расположено в пределах площади развития мощных свит эффузивов и их пирокластов. Оно приурочено к неккам плотных бурых фельзит-порфиров, являющихся наиболее молодыми субвулканическими образованиями района. Некки возникли в результате действия мелких периферических вулканов второго порядка, возникших на участках пересечения и сочленения разрывных нарушений различных направлений.

Среди рудных систем рудного поля по структурным условиям локализации оруденения можно выделить два типа месторождений: 1) месторождения, приуроченные непосредственно к неккам бурых фельзит-порфиров, в которых рудным может практически считаться весь объем породы, слагающей некк; 2) месторождения, локализующиеся в дизъюнктивных нарушениях и оперяющих трещинах в пределах некков или вблизи них.

Во втором случае оруденение обычно представлено небольшим количеством рудных тел, линейно вытянутых вдоль рудоносных нарушений. По первичному составу руд месторождение является типичным представителем уран-молибденовых гидротермальных месторождений. Вещественный состав месторождения сформирован в четыре стадии минерализации

(кварц-серицитовая, пиритовая, молибденит-смолксовая, кварц-карбонатно-сульфидная), проявленные в разной степени на всех рудных участках (табл. 15).

Таблица 15

Схема последовательности выделения гипогенных минералов на месторождении 9

Минералы	Стадии минерализации			
	Кварц-серици-товая	Пиритовая	Молибде-нит-смолк-совая	Кварц-карбонатно-сульфидная
Пирит		■		
Арсенопирит		■		
Молибденит			■	
Урановая смолка			■	
Таленит				■
Кобеллин				■
Халькозин				■
Барнит				■
Халькопирит				■
Блеклая руда				■
Сфалерит				■
Тематит				■
Гетит				■
Серицит	■	■	■	
Кварц	■	■	■	■
Хлорит	■	■	■	■
Барит				■
Флюорит				■
Кальцит				■

■ Распространенные ■ Мало распространенные ■ Редкие

Молибденит-смолксовая стадия минерализации является основной стадией в пределах рудного поля. Молибденит-смолксовые прожилки мощностью 1—2 мм, в отдельных случаях 1—1,5 см, были отмечены на всех рудных участках месторождения.

Спецификой месторождения является чрезвычайно широкое развитие иордзита. Иордзит и урановая смолка образуют взаимные тесные сростания. Макроскопически рудные прожилки часто представляют собой землистый агрегат, который состоит из скрытокристаллического (рентгеноаморфного) молибденита-иордзита, местами переходящего в мелкочешуйчатый агрегат молибденита и урановой смолки, которая наблюдается в иордзите в виде мельчайших включений. Встречаются и более раскристаллизованные участки, состоящие из мелкочешуйчатого молибденита и мелких шариков урановой смолки.

Помимо молибденита и урановой смолки в прожилках часто отмечается тонкозернистый пирит, выделяющийся после урановой смолки и молибденита. В почках урановой смолки почти всегда отмечается присутствие небольшого количества галенита. Жильные минералы представлены серицитом, кварцем, иногда кальцитом.

Зона окисления

В пределах рудного поля выделяется несколько самостоятельных рудных участков и множество мелких рудопоявлений. Рудные участки обычно контролируются крупными разломами северо-восточного направления. Тектонические нарушения определяют трещинный характер изменения первичных руд. Процессы окисления проникают по ослабленным зонам вмещающих горных пород на значительную глубину и достигают 150 м; основные гипергенные изменения урановых руд происходят в интервале глубин 0—40 м. Отдельные рудные участки очень неравноценны в отношении запасов урановых руд, что накладывает свой отпечаток на степень их вскрытия.

Месторождение расположено в условиях аридного полупустынного климата. Сухой климат способствует появлению большого количества засоленных участков почв, с которыми часто связаны многочисленные аномалии урана инсоляционного характера. В настоящее время район месторождения приближается к состоянию пенецлена, когда скорость эрозии небольшая и процессы окисления несколько опережают эрозию. Подземные воды рудного поля имеют сульфатно-хлоридный натриевый состав, типичный для областей континентального засоления. В зоне окисления четко фиксируются два этапа ее формирования, связанные с изменением климатических условий. Начальный этап формирования зоны окисления проходил в условиях более влажного климата с развитыми гидрокарбонатными водами. Для первого этапа характерно широкое образование кальцийсодержащих минералов, для второго этапа, связанного с наступившим в неогене засолением, типично замещение в минералах кальция натрием.

Наиболее существенное влияние на интенсивность развития процесса окисления оказывает степень нарушенности вмещающих пород и структурно-текстурные особенности руд. В плотных окварцованных фельзитах, где оруденение представлено рассеянной, запечатанной минерализацией, первичные руды почти не изменены, и гипергенные минералы образуются только в приповерхностных частях. Наиболее сильно изменены рудные тела, залегающие в пологих структурах. Процессы окисления здесь достигают глубины 150 м.

На месторождении было найдено около 30 гипергенных минералов, из них более половины приходится на минералы

урана и молибдена. Основная масса минералов из группы молибдатов урана, урановых слюдок и молибдатов образуется над молибдено-рудными телами с большим количеством пирита. В остальных участках рудного поля в основном развиты силикаты урана. Силикаты урана (уранофан, бета-уранофан, казолит, склодовскит) встречаются на всех рудных участках в виде пленок, корок, радиальнолучистых розеток или порошковатых скоплений желтого цвета.

В участках, где первичная минерализация представлена молибденит-иордзитом, урановой смолкой и пиритом, в зависимости от морфологии рудных тел изменяется степень проявления процессов гипергенеза. Если рудные штокверки лишь слегка затронуты процессами окисления, то в пологих и крутопадающих зонах продукты окисления встречаются и ниже глубины 100 м. Над пологими залежами широко распространены натриевый и кальциевый ураноспинит, метацейнерит, калькурмолит, бетпакдалит, ферримолибдит, фармакосидерит, ярозит.

В отличие от такой ассоциации над рудными телами, имеющими форму штокверков с вкрапленной и запечатанной первичной минерализацией, образуются в небольшом количестве лишь силикаты урана, уранофан и бета-уранофан. На шурфовом горизонте в пределах развития пологой северо-западной системы трещин скалывания широко представлены умохоит, моурит, иригинит, ураноспинит, метацейнерит, ильземанит, урановые черни и седовит. Присутствие умохоита, моурита и седовита, в составе которых определен четырехвалентный уран, говорит о том, что здесь происходит восстановление некоторого количества шестивалентного урана. Умохоит, моурит и седовит образуются в той части зоны гипергенеза, где происходит смена хорошо проработанной зоны окисления (собственно зоны окисления) зоной вторичного обогащения (цементации).

Кроме вертикальной зональности в карьере примерно на том же горизонте для некоторых рудных тел можно четко проследить изменение вторичной зональности в горизонтальном направлении. Непосредственно в пределах рудного тела фиксируются черни, умохоит, моурит, седовит, иригинит, ильземанит. По мере удаления от рудного тела количество молибдатов уменьшается и на расстоянии 5—10 м они полностью исчезают. В боковых породах повышается роль арсенатных слюдок различного состава; постепенно слюдки сменяются ванадатами урана. В достаточном удалении от рудных тел, там, где понижается роль арсенатного иона, в пустотах даек кварцевых порфиров образуется фосфуранилит.

Штокверковые рудные тела на шурфовом горизонте почти не затронуты процессами окисления. В небольшом количестве здесь были отмечены уранофан, бета-уранофан, ургит и черни.

На глубине 40—100 м для зон трещиноватости характерна ассоциация урановых черней с ильземанитом, новообразованным молибдатом урана типа иригинита и гипсом.

По преобладанию тех или иных вторичных урановых минералов зону окисления над штокверковыми рудными телами можно отнести к силикатному типу, а зону окисления над пологими залежами выделить в новый уран-молибдатный тип.

Молибдаты урана образуются при избытке в растворах иона молибденовой кислоты, что подтверждает широкое развитие новообразований ильземанита и экспериментальные данные В. И. Рехарского и И. Д. Плят (1967), И. Г. Жильцовой и Л. Н. Карповой (1972).

По данным В. И. Рехарского, молибден и уран выпадают из серноокислых растворов в осадок в интервалах рН 3,0—5,5, что хорошо согласуется с полевыми минерало-геохимическими наблюдениями. Он считает, что в слабоокислых и слабощелочных растворах уран и молибден образуют растворимые уран-молибденовые комплексы типа $UO_2(MoO_4)_2^{2-}$, $UO_2(MoO_4)(OH)_2^{2-}$. Изменение рН молибден-урансодержащих растворов, а также увеличение концентраций и отношения молибдена к урану приводит к частичному или полному выпадению элементов в осадок, вследствие чего создаются благоприятные условия для образования молибден-урановых минералов (Рехарский, Плят, 1967).

По экспериментальным данным И. Г. Жильцовой, молибдаты урана образуются в кислых условиях при рН от 3 до 6.

На основании минералого-геохимических наблюдений и экспериментальных данных можно заключить, что основными предпосылками для образования молибдатов урана являются следующие.

1. Минеральный состав первичных руд:

а) тесное сростание урановой смолки, молибденита и пирита;

б) присутствие наиболее легко окисляемых форм молибденита.

2. Положение рудных тел неглубоко от поверхности и значительная их трещиноватость.

3. Преобладание в рудах и соответственно в растворах молибдена по отношению к урану.

4. Кислая среда с рН от 3 до 6 и наличие восстановителей для образования молибдатов урана, содержащих четырехвалентный уран.

Таким образом, чисто уран-молибдатные зоны окисления — показатели молибден-урановых месторождений, где в количественном отношении уран подчинен молибдену. С этих позиций совершенно закономерно появление уран-молибдатов в зоне окисления незначительных урановых аномалий в пределах районов развития молибденовых месторождений.

Следовательно, чисто уран-молибдатные зоны окисления приводят нас в группу урановых месторождений, промышленная значимость которых на уран может в основном или исключительно зависеть от таковой зоны окисления (в состав которой входит и зона вторичного обогащения). В эту группу попадает еще ряд месторождений и в первую очередь уран-свинцовые.

Галенит является достаточно распространенным минералом в урановых месторождениях различного типа. К наиболее широко известным вторичным урановым свинецсодержащим минералам относятся гидроокислы урана: кюрит, фурмарьберит, вандендрисшеит и другие и силикат урана — казолит.

Свинцовые гидроокислы урана обычно прослеживаются в собственно урановых месторождениях, причем появление их главным образом обуславливается радиогенным свинцом, входящим в состав уранинита или урановой смолки. Казолит появляется в тех же условиях в группе собственно урановых месторождений и, кроме того, достаточно часто образуется в силикатного типа зоне окисления группы сульфидно-урановых месторождений, реже — в качестве продукта третьей стадии формирования зоны окисления месторождений той же группы.

Уранофосфаты и ураноарсенаты свинца (ренардит, дюмонтит, парсонсит, пржевальскит, халлимоидит и др.) образуются значительно реже (табл. 16).

Крайне важными для познания природы образования уранофосфатов свинца оказались французские месторождения парсонсита района Западного Лашо — явление, удивительное по своему однообразию и выдержанности. Это месторождения, промышленные руды которых находятся в пределах зоны окисления и представлены почти целиком единственным минералом — парсонситом. Для этих месторождений также характерно полное отсутствие первичных минералов урана и обильное развитие галенита. По мнению французских исследователей, парсонсит — продукт последней очень низкотемпературной гидротермальной стадии — образуется в связи с проработкой первичных галенитовых руд. Источником урана, очевидно, служили урановые месторождения (группа Бигаи) с промышленными первичными урановыми рудами (Pougnon, Moreax, 1955).

Эти месторождения расположены к востоку от региона Лашо и приурочены к единой серии разломов. Можно соглашаться или не соглашаться с выводами авторов относительно гидротермального происхождения парсонсита, поскольку последний развит все-таки исключительно в пределах зоны окисления и известен в ряде других месторождений (Казоло, пегматиты Раггл, Велсендорф) как типичный продукт зоны окисления (Schoep, 1923; Frondel, 1950₂; Schoep, Scholz, 1931), но здесь важно совершенно другое. Изучение месторождений парсонсита впервые позволило установить закономерность появления

Урановые минералы свинцово-уранил-фосфат-арсенатных зон окисления

Минерал, формула	Сингония; пространственная группа; константы ячейки (в Å). Морфология кристаллов	Цвет; блеск	Уд. вес	Твердость	n_g	n_m	n_p
Парсонит $Pb_2(UO_2)(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$	Триклинная; $C_1^1 - P\bar{1}$	Лимонно-желтый; медовый, алмазный, жирный	5,75	2,5	1,89—1,82		1,79—1,85
Ренарит $Pb(UO_2)_4(PO_4)_2(OH)_4 \times 8H_2O$	Ромбическая; <i>Vmb</i> ; $a_0=16,01$, $b_0=17,5$, $c_0=13,7$. Пластинчатые, призматические	Желтый, коричневато-желтый; алмазный	4,35	3,5	1,740 желтый	1,736 желтый	1,716 бесцветный
Дюмонит $Pb_3(UO_2)_2(OH)_4(PO_4)_2 \times 3H_2O$	Моноклиная; $C_2^2 - P2_1$; $a_0=8,16$, $b_0=16,73$, $c_0=7,02$. Пластинчатые, призматические	Желтый, соломенно-желтый					
Девиндит $Pb(UO_2)_4(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 6H_2O$	Ромбическая; $a_0=16,00$, $b_0=17,62$, $c_0=13,7$. Пластинчатые	Канареечно-желтый	5,03	3—4	1,70	1,768	1,760
Пржевальскит $Pb(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 6H_2O$	Ромбическая	Ярко-желтый; стеклянный					
Халимондит $Pb_2(UO_2)(AsO_4)_2 \cdot 2H_2O$	Триклинная; $C_1^1 - P\bar{1}$; $a_0=7,12$, $b_0=10,47$, $c_0=6,84$. Пластинчатые	Желтый; алмазный	6,39	2,5—3	1,915 почти бесцветный		1,882 бледно-желтый
Хюгелит $Pb(UO_2)_4(AsO_4)_2(OH)_4 \times 3H_2O$	Моноклиная. Призматические, игольчатые	Оранжевый, коричневатого-желтый					

этого минерала, связанную со значительным преобладанием свинца по сравнению с ураном. Обнаруженный совсем недавно мышьяковый аналог парсонсита — халлимондит (Walenta, 1965₂) также подчиняется этой закономерности.

Рудная жила Михель (Райхенбах, Шварцвальд), в зоне окисления которой вместе с другим арсенатом урана хюгелитом (мышьяковый аналог дюмонита) найден халлимондит, состоит в основном из кварца с вкрапленностью галенита и барита. Источником мышьяка был самородный мышьяк, также встречающийся в жиле. Первичные минералы урана не обнаружены, вероятно источником урана явились вмещающие породы. В этом районе в 20 км от рудопроявления «жила Михель» известны рудопроявления с первичными минералами урана — урановой смолкой, уранинитом (Walenta, 1958).

Если проследить условия образования других свинцовых фосфатов урана, то оказывается, что и для них обязательно соблюдение того же условия: преобладание свинца по отношению к урану, хотя и не в таких пределах, как для парсонсита. В Советском Союзе известно единственное месторождение, в зоне окисления которого были обнаружены свинцово-урановая слюдка — пржевальскит, два свинцовых фосфата из группы ренардита (ренардит и дюмонит) и силикат казолит.

Месторождение 10

Район месторождения 10 является частью плато, представляющего собой мезо-кайнозойскую поверхность выравнивания, причем современный выход месторождения на поверхность расположен ниже этой поверхности более чем на 100 м. Рельеф этой части района типично мелкосопочный, но в 2 км к северо-востоку от минерализованной площади он резко сменяется сильно расчлененным горным ландшафтом. К югу от месторождения рельеф понижается.

Район месторождения изобилует сухими саями и широкими долинами. В одной из таких долин и расположено рудное поле. Эта долина, почти сплошь закрытая чехлом четвертичных отложений, совпадает по простиранию с направлением палеозойских тектонических нарушений, к которым приурочено оруденение.

Наиболее распространены на площади рудного поля туфолавы фельзит-порфиоров, расчлененные серией крутопадающих даек фельзитов и диабазовых порфиритов. Дайки имеют северо-восточное (20—30°) простирание; в этом же направлении, нередко приурочиваясь к контактам даек, следуют зоны минерализации.

Главной структурной единицей, протягивающейся далеко за пределы месторождения, является разлом северо-восточного

простирается (в среднем 30°), падающий на северо-запад под углами $50-65^\circ$. Он представлен зоной дробления мощностью от 1 до 6 м, проходящей в сильно измененных гидротермальными процессами преимущественно серицитизированных породах.

В этой главной зоне дробления наблюдаются небольшие изгибы, к которым приурочено большое количество сопряженных с ней крутопадающих зон дробления, отходящих под углом 20° в сторону от ее лежачего бока. Между указанными крутопадающими зонами наблюдаются более мелкие зонки, являющиеся как бы зонами оперения второго порядка. Таковыми же оперяющими зонами, отходящими как от основного разлома, так и от оперяющих его крутопадающих зон первого порядка, являются меридиональные крутопадающие зонки дробления мощностью: от 1 см до первых десятков сантиметров, очень редко до 1 м. Кроме крутопадающих трещин процессами дорудной тектоники были заложены пологопадающие ($25-40^\circ$) системы дробления, имеющие то же простирание, что и крутопадающие трещины.

По всем этим системам трещин проявлялась гидротермальная деятельность в виде серицитизации, хлоритизации, карбонатизации и др. Наиболее благоприятны для рудной минерализации изгибы разлома в местах отхода оперяющих трещин, а также крутопадающие зоны дробления первого, в меньшей степени второго порядка. Послерудная тектоника проявилась по тем же направлениям, несколько подновив уже существовавшие минерализованные зоны дробления. Эти подновленные области и явились наиболее благоприятными для процессов поверхностного изменения.

Первичная рудная минерализация характеризуется почти полным отсутствием жильного процесса. Ведущим гипогенным минералом месторождения является галенит, встречающийся в пределах разломов в виде точечных вкраплений и прожилков мощностью до 2 см. Максимального развития галенит достигает на глубине 300 м. Включения галенита окружены церусситовой оболочкой. Другой распространенный минерал — пирит, встреченный в виде мелкой вкрапленности и прожилков мощностью 0,5—1 см, подвергается интенсивному окислению. По кернам скважин окисленный пирит встречается ниже 300 м. Из других рудных минералов отмечаются сфалерит, халькопирит, арсенопирит, блеклые руды, марказит, магнетит, самородное серебро и золото. Из жильных минералов наиболее развиты кварц, кальцит, барит, флюорит и различные карбонаты.

На месторождении устанавливаются четыре этапа минерализации: 1) кварц-серицитовый; 2) сульфидный; 3) баритовый; 4) карбонатный. Каждому этапу предшествовало дробление. Урановая минерализация здесь, как и во многих других ме-

сторождениях, связана, по-видимому, с последним карбонатным этапом. Первичная урановая минерализация обнаружена исключительно в виде черной в наиболее плотных блоках пород на глубине более 70 м.

Породы фельзитового ряда в результате гидротермальной деятельности главным образом серицитизированы, в меньшей степени хлоритизированы, карбонатизированы и окварцованы. Порфириты же почти нацело хлоритизированы и довольно интенсивно карбонатизированы.

Зона окисления

Уровень грунтовых вод на месторождении залегает на глубине 35—45 м от поверхности, т. е. зона просачивания имеет мощность более 35 м. В результате разработки месторождения и интенсивного водоотлива образовалась воронка депрессии, а внутри нее — подзона искусственного просачивания. Воды в большинстве случаев гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые с повышенным количеством ионов хлора (от 100—300 до 654 мг/л). Воды с повышенным содержанием хлора приобретают хлоридно-сульфатный состав. Общая минерализация 0,4—2,6 г/л. Наиболее высокоминерализованными являются воды верхней части зоны насыщения искусственной зоны просачивания. В последней встречаются воды хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевого состава с минерализацией 4,5—6,0 г/л. Реакция вод нейтральная до слабо щелочной (рН 7—8). Количество растворенных газов равно 36—50 мг/л, причем 80—85% из них приходится на долю азота и редких газов, остальной объем занимают углекислый газ и кислород. Количество кремнекислоты не превышает 14—34 мг/л, а иона фосфорной кислоты 0,1—26 мг/л. Воды, просачивающиеся через участки с урановой минерализацией, обогащаются ураном (до $1,5 \cdot 10^{-4}$ г/л). Воды, омывающие вмещающие породы, содержат уран в количествах от $5 \cdot 10^{-7}$ до $5 \cdot 10^{-5}$ г/л. Радиоактивное равновесие в них смещено в сторону недостатка урана.

Зона окисления месторождения носит типичный трещинный характер и развивается тем интенсивнее, чем более проницаем для нисходящих вод и агентов выветривания тот или иной участок месторождения. По составу вторичной минерализации зона окисления может быть классифицирована как слюдково-силикатная. Основными минералами являются казолит, уранофан, отенит, уранил-свинцовые фосфаты, силикаты типа хейвинта. Характерной особенностью месторождения является то, что в вертикальном направлении урановая зона окисления резко обрывается на глубине 65—70 м, где были расположены скопления урановых руд.

Главным первичным минералом является галенит, главные минералы зоны окисления — вторичные урановые и свинцовые

минералы. Широко развиты гидроокислы железа и марганца, редко встречаются торбернит, малахит и брошантит.

Почти полное отсутствие первичных минералов до глубины свыше 150 м, интенсивное выветривание боковых пород, приводящее к их полному замещению глинистыми минералами и карбонатами, указывают на длительность процессов выветривания.

Это обстоятельство, а также положение месторождения ниже уровня мезо-кайнозойского пенеплена позволяет предположить наличие остатков сохранившейся нижней части триас-юрской зоны окисления, верхняя, наиболее значительная часть которой эродирована.

Наибольшая концентрация урановых минералов наблюдается на глубине 40—50 м, где присутствуют все минералы зоны окисления. На глубине около 70 м в значительном количестве встречаются казолит, церуссит, вульфенит и уран-содержащие окислы марганца и железа, а еще глубже — только гидроокислы железа и частично марганца.

Ниже зоны окисления, богатой урановыми минералами, располагается зона выщелачивания, в которой их нет. По данным гидрогеологов, такое выщелачивание объясняется разрушением урановых минералов в интервале между самым глубоким древним уровнем грунтовых вод (глубже 80—90 м) и сменившим его позднее наиболее высоким положением уровня (около 40—50 м от поверхности). Насколько верны абсолютные глубины, сказать трудно, так как полное отсутствие урановых концентраций наблюдается ниже 70—80 м, в то время как несколько выше еще есть скопления казолита и некоторые, хотя и непромышленные участки развития отенита. Важно другое обстоятельство: резкое преобладание галенита по отношению к первичной урановой минерализации (урановые черны) приводит к созданию богатой, резко выклинивающейся зоны окисления с оригинальными урановыми минералами — уранил-свинец-фосфатами. В этом намечается определенное сходство месторождения с парсонситовыми месторождениями Ляшо во Франции.

К этой же группе зон окисления в настоящее время еще условно, но по мере новых минералогических находок наверное с большей уверенностью можно отнести зоны окисления с селенитами (селенатами?) и теллуритами урана.

Минералогические находки селенитов и теллуритов урана в настоящее время насчитываются единицами, но тем не менее эти находки отличаются удивительной закономерностью: все они найдены за пределами урановых месторождений.

Селениты урана: гийеменит $\text{Ba}(\text{UO}_2)_3(\text{SeO}_3)_2(\text{OH})_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, демескерит $\text{Pb}_2\text{Cu}_5(\text{UO}_2)(\text{SeO}_3)_6(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, мартоцит $\text{Cu}(\text{UO}_2)_4(\text{SeO}_3)_4(\text{OH})_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, дерриксит $\text{Cu}_4(\text{UO}_2)(\text{SeO}_3)_2 \times (\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ были обнаружены в зоне окисления медного ме-

сторождения Мусоной, входящего в состав урано-медного пояса Катанги и расположенного в непосредственной близости от уранового месторождения Колвези (Cesbron *et al.*, 1965, 1969, 1971; Pierrot и др., 1965).

Первичные селениды кобальта, никеля, меди в равной степени характерны для всех месторождений провинции Катанга, в том числе и урановых (Шинколобве и др.). Большое количество селенидов отмечено и в детально изученных урановых месторождениях Рудных гор. Давно и тщательно изучается вещественный состав зон окисления этих месторождений. И тем не менее в них не было зафиксировано ни одного селенита урана. Появление их в зоне окисления именно безуранового месторождения, хотя и расположенного в непосредственной близости от уранового месторождения Колвези, нужно признать такой же эмпирической закономерностью, как и образование уранил-свинцовых арсенатов и фосфатов в зоне окисления галенитовых месторождений.

Совершенно той же закономерности подчинены и находки известных в настоящее время теллуридов урана — моктесумита $Pb(UO_2)(TeO_2)_2 \cdot nH_2O$, клиффордита UTe_3O_8 и шмиттерита UO_2TeO_3 . Все они были обнаружены в зоне окисления золото-теллуриевого месторождения Моктесума в Мексике (провинция Сонора), вблизи которого расположен наиболее значительный для Мексики ураноносный район Гваделупа (Gaines, 1965, 1969, 1971).

Теллуриды — отнюдь не редкое явление для урановых месторождений. Обнаружены они в канадских месторождениях (районы Биверлодж, Блайнд Ривер), а также в немногочисленных урановых месторождениях самой Мексики (р-н Гваделупа). Однако ни в одном из них не образовались теллуриды урана.

Следовательно, и в этом случае прослеживается та же самая закономерность пограничного положения определенных соединений урана между урановыми месторождениями и месторождениями другого типа, в данном случае золоторудными.

Таким образом, на основании изучения зон окисления со свинцово-урановыми фосфатами и арсенатами можно сделать следующие выводы.

1. Присутствие в зоне окисления почти исключительно одних свинцово-урановых фосфатов или арсенатов урана, особенно парсонсита и его мышьякового аналога, означает резкое преобладание в первичных рудах минералов свинца (обычно галенита) по отношению к минералам урана. Если руды зоны окисления не промышленные, нельзя ожидать появления промышленных руд и на глубине.

2. Незначительное развитие в зоне окисления свинцово-урановых фосфатов или арсенатов среди других вторичных минералов урана говорит об эпизодическом развитии первичных мине-

ралов свинца в количествах, превышающих минералы урана. В этом случае для расшифровки первичных руд и особенно для каких-либо прогнозов на глубину решающее значение должны иметь закономерности образования других вторичных минералов урана и их взаимоотношения с уран-свинцовыми фосфатами и арсенатами.

Такие же выводы должны быть сделаны и по зонам окисления с исключительным развитием селенитов или теллуридов урана.

Аналогично зонам окисления, представленным свинцово-урановыми фосфатами или арсенатами, руды которых могут иметь промышленное значение, в ряде случаев наблюдаются промышленные скопления урановых слюдок. Обычно они представлены отенитом, реже ураноцирцитом и еще реже другими видами слюдок. Появление их связано либо с существованием в непосредственной близости урановых месторождений, для которых характерен интенсивный вынос урана, в то время как участки образования урановых слюдок представляют собой своеобразные ловушки урана (наиболее часто это системы трещин, заполненных глинистым материалом), либо с существованием массивов с резко повышенными, по отношению к кларковым, содержаниями урана и наличием тех же ловушек.

Такие руды характеризуются почти исключительной мономинеральностью, отсутствием минералов-спутников, типичных для слюдковых зон уран-сульфидных месторождений и связанных с развитием определенной сульфидной минерализации. И хотя этот слюдковый тип зоны окисления не может быть включен в классификацию типов зон окисления гидротермальных урановых месторождений, он достаточно важен (хотя бы с точки зрения отбраковки урановых аномалий) и заслуживает более подробного разбора.

В качестве примера можно привести скопления метаураноцирцита в районе Энтрайге (Аверон, Франция). В этом районе прослеживаются скопления метаураноцирцита в глинистой массе в промышленных количествах (Pulou, 1957). Многочисленные буровые скважины, целью которых было подсесть на глубине первичную минерализацию, дали отрицательные результаты.

Совершенно аналогичные скопления метаотенита наблюдались Г. В. Лео (Leo, 1960) в рудопроявлении Маунтин-Спокэн в шт. Вашингтон (США) и Е. В. Тимофеевым в рудопроявлении в гранитах (Белова, Тимофеев, 1966).

В районе этого рудопроявления позднегерцинский гранитный массив вытянут в северо-западном направлении и разбит рядом крупных герцинских разломов северо-западного и близмеридионального простирания с крутым падением. В южной части массива широко распространены альпийские разломы северо-восточного и широтного простирания. В области развития последних граниты массива значительно опущены по сравнению с его

северо-западной частью. Опущенная часть является площадью водосбора.

Рудопроявление находится севернее и гипсометрически выше блока опущенных гранитов, в полосе развития гидротермальных урановых месторождений. Вблизи рудопроявления встречаются обводненные и заболоченные площади, хотя в пределах развития оруденения участок не обводнен. Граниты представлены несколькими разновидностями: от гранодиоритов до гранитов адаметитового типа. Урановое оруденение приурочено к участку древней коры выветривания гранитов, внутри которого породы сильно каолинизированы, но сохраняют первичные структурно-текстурные особенности.

Как в неизменных гранитах, так и в коре выветривания широко распространены трещины отдельности. Большинство из них содержит урановую минерализацию. Ураноносные трещины близ поверхности целиком выполнены крупными желтовато-зелеными или темно-зелеными до черных кристаллами метаотенита и четко выделяются на фоне розовато-серых гранитов.

Мощность урановых трещин до глубины 2—3 м от поверхности колеблется от 1 до 2—4 см. В этом интервале выделения метаотенита в виде беспорядочно ориентированных кристаллов покрывают стенки трещин, образуя друзовые корки (рис. 33, 34). Часто крупные, хорошо развитые кристаллы наблюдаются на угловатых гранитных выступах в трещинах (рис. 35). В некоторых случаях стенки трещин покрыты коркой, состоящей из плотно прилегающих друг к другу кристаллов отенита, ориентированных своими базисами перпендикулярно поверхности трещины. Поверхность отенитовой корочки обычно обволакивается розоватым глинистым материалом.

Ниже глубины 2—3 м от поверхности трещины имеют мощность не более 0,3—0,5 м и обычно полностью выполнены плот-

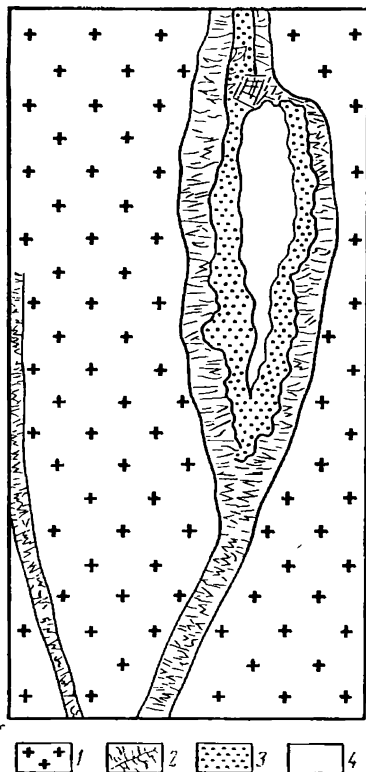


Рис. 33. Зарисовка трещины в гранитах с корочкой метаотенита. Масштаб 1:2
1 — каолинизированный гранит;
2 — метаотенит; 3 — глинистый минерал; 4 — пустота

ным агрегатом мелких кристаллов отенита. Рудопроявлению приписывается инфильтрационное происхождение. Считается, что оно сформировалось в последние этапы геологического развития района, после образования древней коры выветривания



Рис. 34. Выделения метаотенита в трещине гранита. Нат. вел.

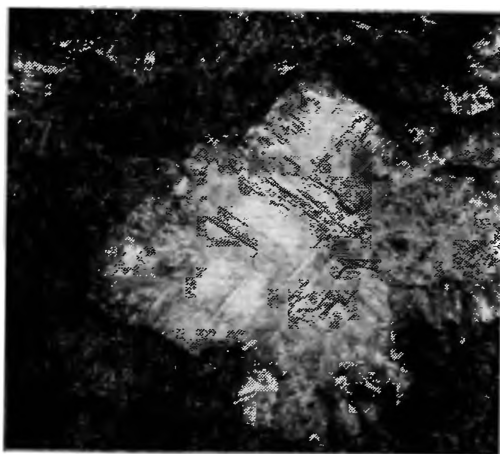


Рис. 35. Крупнокристаллические выделения метаотенита на гранитном выступе. Увел. 1,7

гранитов. Урановая слюдка высаживалась, вероятно, из поверхностных растворов, промывающих трещины определенного направления, и почти не отлагалась во вмещающих каолинизированных гранитах. Обогащение поверхностных вод ураном происходило, по-видимому, за счет эрозии и размыва гидротермальных урановых жил, находящихся в нескольких километрах от рассматриваемых рудопроявлений.

Зоны окисления уран-титановых месторождений

В зонах окисления уран-титановых месторождений могут образоваться те же типы зон окисления, что и в урановых месторождениях, за исключением гидроокисного. Существенным отличием от урановых и уран-сульфидных месторождений является обязательное добавление в минеральный состав зоны окисления уран-титанистых минералов. Последние могут быть представлены либо уран-титанатами U^{6+} , либо сложными уран-содержащими смесями глинистых минералов и титановых охр типа анатаза, уранил-титаносиликатами, либо просто урансодержащими анатазовыми охрами.

Появление в зоне окисления тех или иных уран-титанистых минералов зависит главным образом от следующих условий: 1) от характера проявления первичных уран-титанатов: только в случае достаточно ярко проявленных прожилковых или гнездовых скоплений первичных уран-титанатов возможно возникновение уранил-титанатов и уранил-титаносиликатов. Вкрапленный характер выделений уран-титанатов приводит к появлению в зоне окисления анатазовых охр; 2) от соотношения сульфидов и первичных уран-титанатов. Степень влияния количества сульфидов на вещественный состав зоны окисления в уран-титановых месторождениях совершенно аналогична таковой в урановых и уран-сульфидных месторождениях. В собственно уран-титановых месторождениях могут формироваться уран-титанистые и уран-титано-силикатные зоны окисления, а в сульфидно-уран-титановых месторождениях — уран-титанистослюдковые и уран-титанисто-лимонитовые или анатаз-лимонитовые зоны окисления.

В части I были рассмотрены процессы, вызывающие образование того или иного типа зоны окисления в гидротермальных урановых месторождениях. Эти положения иллюстрировались примерами разнообразных гидротермальных месторождений урана, в которых давались краткие сведения о геологии, структурных особенностях и вещественном составе первичных руд и описание особенностей зоны окисления, развитой на месторождении.

Детальное изучение вещественного состава зоны окисления и, следовательно, установление ее типа может дать много сведений о составе первичных руд месторождения. Можно отделить собственно урановые месторождения от сульфидно-урановых, определить состав основных сульфидов в сульфидно-урановых месторождениях, степень карбонитизации руд и состав карбонатов, количественные взаимоотношения жильного материала, сульфидов и урановой минерализации и на основании

Зоны окисления гидротермальных урановых месторождений

Группа урановых месторождений	Зона окисления	Особенности зон окисления
Собственно урановые (бессульфидные)	1. Гидроокисно-силикатная 2. Силикатная	Сохраняется морфология первичных руд. Зона вторичного обогащения отсутствует
Уран-сульфидные	3. Силикатно-слюдковая 4. Силикатная 5. Слюдковая 6. Лимонитовая	Наличие минералов-спутников, характерных для сульфидных руд Зона вторичного обогащения незначительная или отсутствует Зона вторичного обогащения может быть интенсивно выражена
Сульфидно (теллуридно, селенитно)-урановые: а) молибден-урановые с преобладанием молибденита б) свинцово-урановые или свинцовые в) селенитно-теллуридно-урановые или селенитные и теллуридные	7. Уран-молибдатная 8. Уранил-свинцово-фосфатная или уранил-свинцово-арсенатная 9. Уранил-селенитная или уранил-теллуридная	Возможна зона вторичного обогащения Первичные минералы урана могут отсутствовать

этих данных дать заключение о морфологии рудных тел в бесульфидных урановых месторождениях.

Однако помимо чисто качественных заключений установление типа зоны окисления несет в себе и определенные количественные моменты и позволяет решить очень важный для промышленности вопрос о наличии или отсутствии на месторождении зоны вторичного обогащения. Не менее важным вопросом является и примерная количественная оценка выноса (а в некоторых случаях привноса) урана в зоне окисления.

С этой точки зрения рассмотренные зоны окисления можно разделить на три группы (табл. 17): 1) зоны окисления, целиком отражающие морфологию первичных руд и приближающиеся к ним по содержанию урана; зона вторичного обогащения отсутствует; 2) зоны окисления, руды которых значительно разубожены по сравнению с первичными; зона вторичного обогащения может быть интенсивно выражена; 3) зоны окисления, руды которых только и имеют промышленное значение. Между любыми выделенными типами зон окисления могут существовать промежуточные варианты.

Новый вариант классификации тоже далек от совершенства. Так, например, лимонитовый тип зоны окисления должен быть отнесен к сульфидно-урановой группе месторождений, однако пока он более логично вписывается в уран-сульфидную группу. Не нашли места в этой классификации и зоны окисления уран-титановых месторождений, так как для них пока еще не доработаны данные для раздела «особенности зон окисления». Рассмотренные промышленные скопления урановых слюдок, которые можно было бы объединить в особый слюдковый тип зоны окисления, также пока неуместны в классификации типов зон окисления гидротермальных урановых месторождений, но они ярко иллюстрируют необходимость создания новой классификации, в которой будут объединены зоны окисления как гипогенных, так и экзогенных урановых месторождений.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ УРАНОВЫХ
СЛЮДОК

В предыдущем разделе были разобраны основные особенности зон окисления урановых месторождений, показаны разнообразные взаимоотношения в них минералов и следующие из этих взаимоотношений выводы, дана классификация типов зон окисления, основанная на их вещественном составе.

Цель этого раздела — показать на примере одной из наиболее распространенных групп урановых минералов — урановых слюдок — возможность использования результатов детального исследования отдельных минералов для общей характеристики того или иного типа зоны окисления.

Еще 30—40 лет назад перед исследователями, занимающимися минералами урана, лежала обширная малоизученная область. В. И. Вернадский так охарактеризовал состояние минералогии урана тех лет: «Известны уже десятки разных минералов, но это, несомненно, лишь небольшая часть действительно существующих. Это обширное поле для грядущих минералогических открытий» (Вернадский, 1934, стр. 261).

Открытие новых минералов следовало одно за другим, хотя и достаточно часто сопровождалось не менее быстрым «закрытием». Внедрялись новые методы анализа, способствовавшие прогрессивному изучению свойств как отдельных минералов, так и минеральных групп. Естественно, что за это время накопился огромный описательный материал по минералогии урана.

В настоящее время этот материал настолько обширен, что подобно Д. И. Менделееву любой минералог может расположить известные на сегодняшний день минералы в определенную таблицу по группам и совершенно точно предсказать, какие еще новые минералы могут быть открыты в той или иной группе и указать наиболее характерные их свойства.

Поэтому изменяются и цели, стоящие перед минералогами. Основная задача заключается сейчас в строгой систематизации имеющегося материала с учетом того, что каждый минерал — это совершенно точный индикатор определенной обстановки, иначе говоря — генетический индикатор. Такая систематизация, проведенная с использованием всех данных современного минерального анализа, способствует уточнению генетической обстановки, является частью классификационного разделения и несет в себе определенные прогнозные критерии.

Группа урановых слюдок, в которую входят фосфаты и арсенаты урана, — одна из наиболее многочисленных среди минералов урана. В нее входят как минералы-«ветераны», такие, как торбернит, известные еще с 1772 г. (Wogn, 1772), так и совсем молодые, открытые в течение последнего десятилетия, как, например, метаанколеит (Gallagher, Atkin, 1966), металодевит («Une nouvelle...», 1972).

Характерным признаком группы урановых слюдок является пластинчато-табличатый облик кристаллов с совершенной спайностью по базису.

Наиболее спорным во всей истории изучения урановых слюдок всегда был вопрос определения истинной симметрии слюдок и, как правило, связывавшийся с ним вопрос о состоянии водности минерала. В результате морфологических наблюдений различные члены этой группы описывались по-разному: как тетрагональные, моноклинные и ромбические, хотя почти во всех случаях и отмечалась тетрагональная псевдосимметрия¹.

В 1938 г. появилась работа Дж. Бейнтема (Beintema, 1938) о структуре отенита. По его мнению, отенит состоит из тетраэдров PO_4 и деформированных октаэдров UO_6 , которые связаны в двумерные слои, параллельные (001).

Октаэдр UO_6 имеет возможность отклоняться вверх и вниз от плоскости атомов фосфора в пределах слоя, а поскольку прилегающие слои связаны зеркальной плоскостью, то между слоями существуют большие пустоты. При переходе к метаотениту отдельные неизменные слои движутся на расстояние ($1/2$, $1/2$, 0) по отношению один к другому, вследствие чего слои располагаются более плотно и пустоты уменьшаются. Размеры решетки в плане остаются неизменными, но расстояние между соседними слоями уменьшается с 10,35 до 8,47 Å. Большая гранецентрированная решетка превращается в две примитивные решетки метаотенита, а расстояние по оси c , перпендикулярное слоям, уменьшается с 20,70 до 8,47 Å (рис. 36).

После работы Дж. Бейнтема наступил период пересматривания структур различных слюдок и отнесения их к тетрагональной сингонии, хотя и в этот период продолжают публиковаться данные о наблюдающихся в том или ином виде слюдок отклонениях от тетрагональной симметрии (Alver, Sellevoll, 1957).

В настоящее время можно с удовлетворением отметить крупные успехи структурного анализа — различными авторами достигнута почти полное единомыслие.

¹ Смотрите данные о моноклинном (Schoep, 1939) или ромбическом (Thoreau, Vaes, 1932) селите (Des Cloizeaux, 1854; Brezina, 1879), моноклинном или ромбическом торберните (Walker, 1898), ураноспините (Weisbach, 1873), метаураноцирците (Weisbach, 1877; Gaubert, 1904) и бассетите (Hallmond, 1915).

«Урановые слюдки типа метаотенита в настоящее время изучены кристаллохимически достаточно хорошо на основе детальных рентгеноструктурных анализов метаотенита, метаторбернита и метатейнерита. Все три указанные минерала относятся к тетрагональной сингонии и построены довольно однообразно. Их структура включает дискретные уранильные группы UO_2^{2+} , фосфатные ортотетраэдр PO_4^{3-} или, соответственно, арсенатные AsO_4^{3-} , катионы Ca^{2+} , Cu^{2+} , координированные молекулы воды. Природа воды в слюдках не вполне выяснена, возможно, что часть молекул H_2O заменена на ионы гидрония H_3O^+ . Уранильные группы связывают фосфатные или арсенатные тетраэдры в бесконечные слои $(UO_2PO_4)_\infty$ или $(UO_2AsO_4)_\infty$, перпендикулярные четверной оси Z и обуславливающие слоистый характер слюдок. Каждая уранильная группа окружена в экваториальном поясе по квадрату четырьмя ионами кислорода от четырех соседних арсенатных или фосфатных

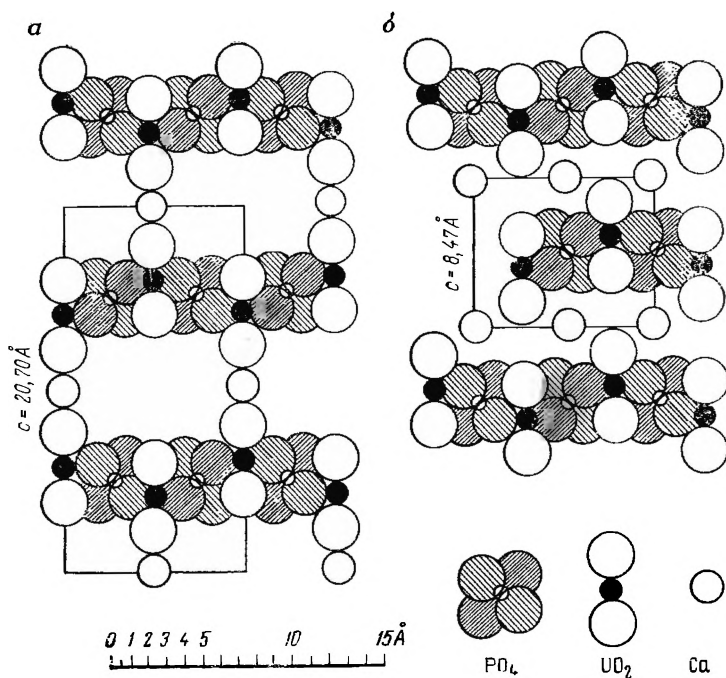


Рис. 36. Структура отенита (а) и метаотенита (б). По Дж. Бейнтема (Beintema, 1938)

тетраэдров. Сами по себе атомы урана лежат не строго в одной плоскости, но смещены по обе стороны от центральной плоскости слоя, в которой располагаются атомы мышьяка (фосфора). Отрицательный заряд слоя, подходящий на элементарную ячейку $2[(\text{UO}_2)_2(\text{RO}_4)_2]^{2-}$, компенсируется двумя плоскими комплексными катионами $2[\text{A}(\text{H}_2\text{O})_4]^{2+}$, располагающимися между слоями» (Макаров, 1963, стр. 38—39; рис. 37, 38).

Таким образом, современные структурные исследования как будто приводят к выводу о тетрагональной сингонии урановых слюдок. Однако в настоящее время нельзя уверенно сказать, что этот вывод распространяется на все виды урановых слюдок.

Не говоря уже о таких жестких исключениях из общего правила, какими является группа уранил-ураниловых слюдок (трёгерит и его фосфорный аналог), постоянно приходится сталкиваться с аномалиями и среди более обычных разновидностей слюдок¹.

Эти аномалии, ставящие под вопрос принадлежность слюдок к тетрагональной симметрии, обычно проявляются в изменении формы слюдок — кристаллы приобретают удлинённый лейстовидный облик, что сопровождается соответствующим изменением оптических свойств — слюдки становятся четко двухосными (рис. 39—43). Подобные отклонения наиболее часто проявляются в слюдках со следующими элементами в катионной части: K, Na, $(\text{H}_3\text{O})^+$, Mg, Al.

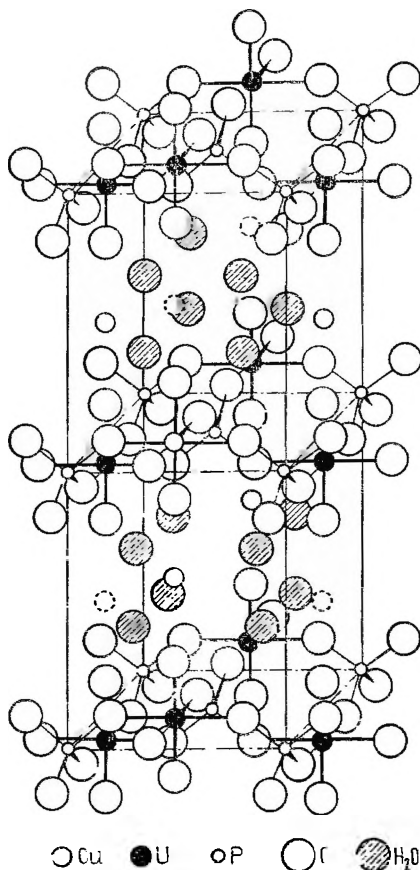


Рис. 37. Элементарная ячейка метаторбернита. По *Е. С. Макарову* и *К. И. Табелко* (1960)

¹ См. данные о ромбическом метаураноцирците (Ross, Evans, 1965), возможно ромбическом метахейнрихите и ромбическом новачеките (Abeledo e. a., 1968).

К. Валента (Walenta, 1960, 1963, 1964, 1965₁), систематизируя обширный материал по урановой минерализации Шварцвальда, в частности, уделил много внимания вопросу разногидратности форм урановых слюдок. До исследований К. Валенты наиболее общепринятой была концепция о двойственном характере воды в слюдках. Считалось, что часть воды может быть координационной, а часть — цеолитной. При этом количественные соотношения этих частей различны в различных слюдках.

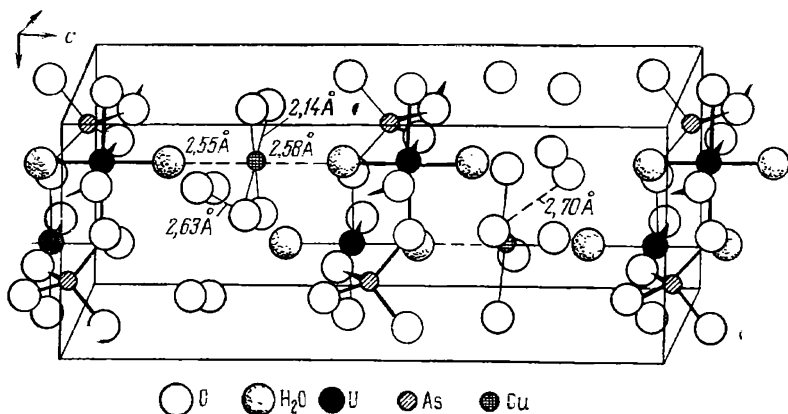


Рис. 38. Элементарная ячейка метацейнерита. По Е. С. Макарову (1963)

Наиболее подробно вопрос о характере воды в урановых слюдках и о степени гидратированности слюдок был разобран в работе Е. В. Наффилда и И. Х. Милна (Nuffield, Milne, 1953) по ураноцирциту и ряду других минералов из группы слюдок. Основные выводы их согласуются со структурными положениями Дж. Бейнтема и сводятся к следующему.

1. Наблюдения над оптическими свойствами метаураноцирцита, метаотенита и метаторбернита показывают, что в метаураноцирците вода в основном цеолитовая, в метаотените — цеолитовая в меньшей степени, а в метаторберните в основном координационная.

2. При одинаковых условиях температуры и влажности устойчивость полностью гидратированной структуры увеличивается с уменьшением радиуса катиона (табл. 18). Ураноцирцит имеет наибольший катион. Из известных в природе слюдок лишь он встречается только в виде метаструктур и даже в лабораторных условиях не может быть превращен в полностью гидратированную структуру¹.

¹ Это положение Е. В. Наффилда и И. Х. Милна неверно.

Цейнерит, по данным Ю. В. Фрондел (Frondel, 1951), тоже встречается в природе как метаформа и лишь в лаборатории может быть получен в виде полного гидрата. Это опять-таки не согласуется с полевыми наблюдениями автора и Т. Муто (Muto, 1962.)

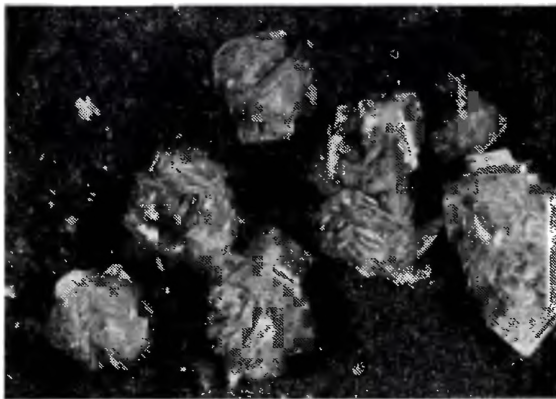


Рис. 39. Нормальная форма выделений урановой слюдки. Розетки метаактинита. Увел. 20. Фото Г. С. Грицаенко



Рис. 40. Нормальная форма выделений урановой слюдки. Кристаллы метацейнерита. Увел. 10. Фото А. А. Черникова

Торбернит и отенит в условиях влажного климата могут находиться в виде полностью гидратированных форм. Новачекит, салейт и сабугалит существуют в виде полностью гидратированных форм.

С увеличением радиуса катиона, который связывает слои в полностью гидратированной структуре, уменьшается, по-видимому, устойчивость этой структуры. Радиусы Cu^{2+} и Ca^{2+} пред-



Рис. 41. Нормальная форма выделения урановой слюдки. Розетка отенита. Увел. 60.

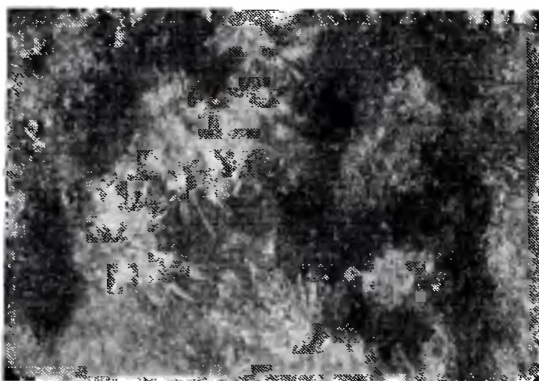


Рис. 42. Аномальная форма выделений урановой слюдки. Радиальнолучистые агрегаты ураноспинита. Увел. 20

ставляют собой переходные типы, когда структура становится малоустойчивой и имеется тенденция слоев скользить по направлению от одного к другому с образованием более устойчивой (для этого размера иона) метаструктуры.

В табл. 18 очень много натяжек: но именно так решался (да часто решается и теперь) вопрос о характере воды и разности гидратности форм урановых слюдок до упоминавшихся работ К. Валенты.



Рис. 43. Аномальная форма выделений урановой слюдки. Удлиненные кристаллы водородного отенита. Увел. 20. Фото Г. С. Грыцаенко

К. Валенте удалось достаточно убедительно показать, что у большинства слюдок существует две формы водности, а у некоторых три и даже больше. Для некоторых слюдок (новачекит, ураноспинит, ураноцирцит) существование высших форм водности доказано только на синтетическом материале.

Таблица 18

Зависимость между составом и структурой слюдок
 $A(UO_2)_2(XO_4)_2 \cdot nH_2O$. По *Е. В. Наффилду* и *И. Х. Милну*
 (Nuffield, Milne, 1953)

Минерал	A	X	Встречаемость в природе
Сабугалит Салейт Новачекит	Al Mg Mg	P P As	Встречаются в природе в виде полностью гидратированных форм
Отенит Торбернит	Ca Cu	P P	Редко встречаются в природе в виде полностью гидратированных форм
Цейнерит Ураноцирцит Ураноспинит	Cu Ba Ca	As P As	Встречаются только в виде метаформ

Собрав большой материал по морфологическим и оптическим отклонениям слюдок от тетрагональной симметрии, К. Валента, продолжая идеи многих исследователей, пытается связать эти аномалии с разнородным состоянием слюдок.

Вначале он считал, что наивысшие водные формы, как правило очень неустойчивые, обладают более низкой симметрией, отголоски которой и вызывают аномалии в менее водных формах. В настоящее время это положение К. Валента рассматривает несколько шире, хотя основной вывод о причине, вызывающей аномальность слюдок, по сути почти не изменился.

По современным представлениям К. Валента содержание воды для каждой фазы непостоянно и не изменяется «цеолитически» в определенных пределах. Содержание воды в полностью гидратированных фазах не одинаково для отдельных членов группы урановых слюдок, и больше всего зависит от величины радиуса иона катиона. Процесс дегидратации осуществляется скачкообразно. Потеря воды сопровождается сжатием элементарной ячейки и увеличением показателей преломления.

Свойства, как правило, изменяются прерывисто, иногда постепенно, что можно объяснить, предположив возникновение внутрислоевых смесей двух гидратов при переходе одной гидратной формы в другую подобно тому, как это имеет место в случае монтмориллонита и вермикулита. В аналитических определениях необходимо также учесть частое присутствие в катионной группе (H_2O)⁺, вносящего свои коррективы в суммарное количество воды.

Отклонения от тетрагональной симметрии, легко фиксируемые по изменению оптических свойств и форме кристаллов слюдок, не всегда однозначно подтверждаются рентгеновскими исследованиями. Это связано с тем, что отклонение от тетрагональной сингонии вызвано расположением молекул воды, которое именно в высших гидратных формах подчинено законам более низких симметричных групп. Поскольку молекулы воды лишь в ничтожной степени могут быть отражены в рентгеновских исследованиях, то и рентгеновские данные о существовании более низких степеней симметрии бывают недостаточно четкими.

В табл. 19 и 20 суммированы основные данные К. Валенты по разнородным формам урановых слюдок, включающим данные о размерах их элементарной ячейки и величины показателя преломления. Многие из тех более высоководных форм, которые К. Валента описал и наблюдал лишь в синтетических слюдках, автор наблюдала в естественном виде в такой оригинальной природной кладовой, какой является вечная мерзлота. В частности, в этих условиях встречаются обе формы высшей водности ураноцирцита.

Перейдем к изложению еще одного принципиально нового направления в изучении урановых слюдок, на первый взгляд

Кристаллографические и оптические константы разноводных урановых слюдок-фосфатов

Катион, радиус иона, основная формула	12 и больше H ₂ O	10 H ₂ O	8 H ₂ O	Меньше 8 H ₂ O
Na ⁺ 0,97 Na ₂ (UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂				Метанатриевый отенит с 6H ₂ O a ₀ =7,04 c ₀ =8,46 n _z =1,578
NH ₄ ⁺ 1,43 (NH ₄) ₂ (UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂				Урамфит с 6H ₂ O n _z =1,585
H ₃ O ⁺ (H ₃ O) ₂ (UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂				Водородный отенит с 6H ₂ O a ₀ =6,90 c ₀ =17,12 c ₀ '=856 n _z =1,583
Mg ⁺⁺ 0,66 Mg(UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂		Салейт a ₀ =7,02 c ₀ =19,81 c ₀ '=9,905 n _z =1,571		
Fe ⁺⁺ 0,74 Fe(UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂			Метабассе- тит a ₀ =7,0 c ₀ =17,07 c ₀ '=8,535 n _z =1,617	
Cu ⁺⁺ 0,72 Cu(UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂	Торбернит с 12H ₂ O a ₀ =7,04 c ₀ =20,80 c ₀ '=10,40 n _z =1,594		Метатор- бернит a ₀ =6,96 c ₀ =17,28 c ₀ '=8,64 n _z =1,627	

Катион, радиус иона, основная формула	12 и больше H ₂ O	10 H ₂ O	8 H ₂ O	Меньше 8 H ₂ O
Ca ⁺⁺ 0,99 Ca (UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂		Отенит a ₀ =7,00 c ₀ =30,67 c ₀ '=10,335 n _z =1,577		Метаотенит с 6H ₂ O a ₀ '=19,72 a ₀ '=6,97 c ₀ '=16,94 c ₀ '=8,47 n _z '=1,607
Ba ⁺⁺ 1,34 Ba (UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂	Ураноцирцит 1 с 12H ₂ O a ₀ =9,96 c ₀ '=22,59 c ₀ '=11,295	Ураноцирцит 2 a ₀ '=7,01 или 9,91 c ₀ '=20,46 c ₀ '=10,23 n _z '=1,588	Метаураноцирцит 1 a ₀ '=6,94 c ₀ '=17,65 c ₀ '=8,825 n _z '=1,616	Метаураноцирцит 2 с 6H ₂ O a ₀ '=9,81 a ₀ '=6,94 c ₀ '=16,83 c ₀ '=8,415 n _z '=1,623
Al ⁺⁺ 0,51 (Al) _{1/2} (UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂	Сабугалит 1 с 16H ₂ O a ₀ '=6,97 c ₀ '=26,43 c ₀ '=13,215 n _z '=1,524	Сабугалит 2 a ₀ '=6,96 c ₀ '=19,3 c ₀ '=9,65 n _z '=1,583		

как будто ничего общего не имеющего с вопросом о форме их кристаллов. Г. А. Волков и В. С. Серебренников (1966) предложили метод изучения устойчивости существования урановых слюдок в зависимости от условий окружающей среды. Принцип их метода заключается в следующем. Используя произведение растворимости урановых слюдок как конкретных химических соединений и анализируя растворы, действующие в пределах зоны окисления, они рассчитывают возможности существования того или иного вида слюдок в зоне окисления конкретных месторождений. Если произведение активных концентраций основных компонентов, входящих в состав слюдки, достигает значения ее произведения растворимости, то слюдка должна обнаружиться в зоне окисления, если же нет, то существование слюдки будет неустойчивым и она либо не образовывалась в ней вообще, либо, если в свое время возникла, то в силу изменившихся условий будет растворяться. С этих позиций Г. А. Волков и В. С. Серебренников просмотрели зоны окисления целого ряда

Кристаллографические и оптические константы разноводных урановых
слюдок-арсенатов

Катион, радиус иона, основная формула	12 и больше H ₂ O	10 H ₂ O	8 H ₂ O	Меньше 8 H ₂ O
Na ⁺ 0,97 Na ₂ (UO ₂) ₂ (AsO ₄) ₂		Натриевый ураноспинит $a_0=7,18$ $c_0=21,92$ $c'_0=10,92$ $n_z=1,570$		Метанатриевый ураноспинит с 6H ₂ O $a_0=7,12(7,15)$ $c_0=8,61(8,76)$ или 17,52) $n_z=1,62(1,617)$
K ⁺ 1,33 K ₂ (UO ₂) ₂ (AsO ₄) ₂				Абернатит с 6H ₂ O $a_0=7,18(7,12)$ $c_0=18,13$ $c'_0=9,065(17,52)$ $n_z=1,608(1,608)$
H ₃ O ⁺ (H ₃ O) ₂ UO ₂) ₂ (AsO ₄) ₂				Водородный ураноспинит с 6H ₂ O $a_0=7,12$ $c_0=17,48$ $c'_0=8,74$ $n_z=1,612$
Mg ⁺⁺ 0,66 Mg (UO ₂) ₂ (AsO ₄) ₂	Новачекит 1 с 12H ₂ O $a_0=14,30$ $a'_0=7,15$ $c_0=22,00$ $c'_0=11,00$ $n_z=1,577$	Новачекит 2 $a_0=7,10$ $c_0=20,03$ $c'_0=10,015$ $n_z=1,596$	Метанова- чекит a_0 или $a'_0=7,16$ c_0 или $c'_0=17,16$ $n_z=1,632$	
Co ⁺⁺ 0,72 Co (UO ₂) ₂ (AsO ₄) ₂	Кирхейме- рит с 12H ₂ O $a_0=14,29$ $a'_0=7,145$ $c_0=21,92$ $c'_0=10,96$ $n_z=1,586$		Метакир- хеймерит a_0 или $a'_0=7,15$ c_0 или $c'_0=17,23$ $n_z=1,644$	

Катнон, радиус иона, основная формула	12 и больше H_2O	10 H_2O	8 H_2O	Меньше 8 H_2O
Fe^{++} 0,74 $Fe(VO_2)_2(AsO_4)_2$	Калерит с $12H_2O$ $a_0=14,30$ $a'_0=7,15$ $c_0=21,97$ $c'_0=10,985$ $n_z=1,585$		Метакалерит a_0 или $a'_0=7,16$ c_0 или $c'_0=17,24$ $n_z=1,642$	
Cu^{++} 0,72 $Cu(VO_2)_2(AsO_4)_2$	Цейнерит с $12H_2O$ $a_0=7,18$ $c_0=20,79$ $c'_0=10,395$ $n_z=1,615$		Метацейнерит $a_0=7,12$ $c_0=17,40$ $c'_0=8,70$ $n_z=1,648$	
Ca^{++} 0,99 $Ca(VO_2)_2(AsO_4)_2$		Ураноспинит $a_0=7,15$ $c_0=20,61$ $c'_0=10,305$ $n_z=1,598$		Метаураноспинит с $6H_2O$ $a_0=7,14$ $c_0=17,00$ $c'_0=8,50$
Ba^{++} 1,34 $Ba(VO_2)_2(AsO_4)_2$		Хейнрихит $a_0=7,13$ $c_0=20,56$ $c'_0=10,28$ $n_z=1,605$	Метахейнрихит $a_0=7,08$ $c_0=17,66$ $c'_0=8,83$ $n_z=1,641$	
Al^{+++} 0,51 $(HA1)_{1/2}(VO_2)_2(AsO_4)_2$	с $16H_2O$ $a_0=7,15$ $c_0=26,54$ $c'_0=13,27$ $n_z=1,542$	$a_0=7,15$ $c_0=20,19$ $c'_0=10,095$ $n_z=1,599$		

месторождений (Г. А. Волков с точки зрения существования в них отенита, а В. С. Серебренников — натриевого ураноспинита) и как будто нашли хорошее подтверждение своей гипотезе, хотя, конечно, здесь есть и значительные отклонения.

Особенно заметны они для отенита, что вполне естественно, так как это одна из наиболее распространенных урановых слюдок, и менее заметны для натриевого ураноспинита — слюдки достаточно редкой.

Натриевый ураноспинит широко распространен лишь на одном месторождении 6 (табл. 21) там, где произведение активных концентраций ионов, входящих в его состав, достигает произведения растворимости этого минерала ($\text{IP}_{\text{NaUO}_2\text{AsO}_4} = 1,35 \cdot 10^{-22}$). На остальных месторождениях, где произведения активных концентраций UO_2^{2+} , AsO_4^{3-} и Na меньше произведения растворимости натриевого ураноспинита, последний не обнаружен.

Однако вопреки данным таблицы в зоне окисления одного из участков месторождения 1 (см. табл. 21) были обнаружены значительные скопления как чисто натриевого, так и натриево-кальциевого ураноспинита. В табл. 22 приведены результаты подобной оценки изученных месторождений для отенита. В тех случаях, когда произведения активных концентраций UO_2^{2+} , PO_4^{3-} и Ca^{2+} минимальные, отенит совершенно не развит; напротив, на тех месторождениях, где произведения активных концентраций этих ионов наибольшие, отенит широко распространен в зоне окисления ($\text{IP}_{\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2} = 5,5 \cdot 10^{-46}$).

Однако и в табл. 21 не все благополучно — в вычислениях автора допущены ошибки. Так, на месторождении 5 (см. табл. 22) величина произведения активных концентраций $[\text{Ca}^{2+}][\text{UO}_2^{2+}]^2[\text{PO}_4^{3-}]^2$ занижена, а для месторождения 9 (см. табл. 21) она, наоборот, завышена. Следовательно, если бы не ошибки, допущенные автором, то по его же данным слюдки типа отенита должны были быть широко представлены на первом из них, а на втором отсутствовать.

Даже самый небольшой разбор этой гипотезы позволяет увидеть в ней слишком много натяжек. Прежде всего очень трудно представить себе природные растворы, в которых можно было бы изолированно проследить поведение выделенных нами катионов (анионов) без определенного влияния на них огромного количества других катионов (анионов). Достаточно ярко такую взаимосвязь можно видеть и в работах В. Г. Чухланцева, которые очень широко используются обоими авторами.

В. Г. Чухланцев и С. И. Степанов (1956) приводят следующий ряд фосфатов, расположенных по величине их произведений растворимости, иллюстрирующий взаимосвязь катионов в многокатионном растворе:

Характеристика условий, благоприятных и неблагоприятных для образования ураноспигията

Тип месторождения (по минеральному составу руд)	Формула химического состава	рН	ΣС, г/л	ΣAs, г/л
Смолково-пиритовый	$M_{3,4} \frac{SO_{81}^4 Cl_{16}}{Na_{95}}$	7,0	$3,6 \cdot 10^{-8}$	$7 \cdot 10^{-6}$
Пирит-кварц-смолковый	$M_{1,5} \frac{S_{75}^4 HCO_{23}^3}{Ca_{71} Mg_{26}}$	7,0	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Смолково-молибденит-карбонатный	$M_{1,9} \frac{Cl_{58} HCO_{29}^3}{Na_{81} Mg_{11}}$	8,0	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-5}$
Смолково-молибденит-карбонатный	$M_{1,4} \frac{SO_{38}^4 Cl_{31} HCO_{28}^3}{Na_{82}}$	8,3	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-5}$
Апатит-циркон-смолковый	$M_{5,0} \frac{Cl_{71} SO_{24}^4}{Na_{87} Ca_{23} Mg_{20}}$	7,2	$4 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Смолково-молибденит-арсенопиритовый	$M_{6,2} \frac{SO_{52}^4 Cl_{45}}{Na_{74} Ca_{16}}$	7,6	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Смолково-сульфидный	$M_{0,17} \frac{HCO_{95}^3}{Ca_{62} Na_{23}}$	7,4	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Смолково-пирит-карбонатный	$M_{0,9} \frac{Cl_{47} HCO_{36}^3}{Na_{69} Mg_{17}}$	7,5	$4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$

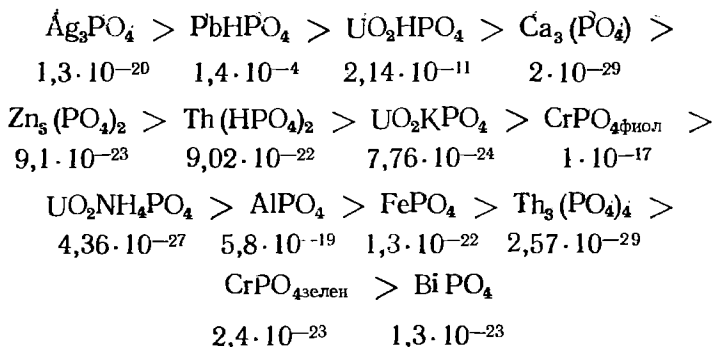
Тип месторождения (по минеральному составу руд)	Рассчитанные концентрации, г·ион/л		Na, г·ион/л	$[^a \text{Na}^+] \times$ $\times [^b \text{UO}_2^{2+}] \times$ $\times [^c \text{AsO}_4^{3-}]$	Гидротехнические условия для сохранения и разложения натриевого ураносиниата	Натриевый ураносиниат в зоне окисления
	UO_2^{2+}	AsO_4^{3-}				
Смолково-пиритовый	3·10 ⁻⁸	5·10 ⁻¹³	4,7·10 ⁻³	2,7·10 ⁻²³	Неблагоприятны	Отсутствует
Пирит-кварц-смолковый	2·10 ⁻⁸	1,6·10 ⁻¹²	2·10 ⁻⁴	4,8·10 ⁻²⁶	»	»
Смолково-молибденит-карбонатный	8·10 ⁻¹³	1,1·10 ⁻⁹	2,3·10 ⁻³	1,9·10 ⁻²⁴	»	»
Смолково-молибденит-карбонатный	2,3·10 ⁻¹³	3·10 ⁻⁹	1,6·10 ⁻²	1,4·10 ⁻²⁴	»	»
Апатит-циркон-смолковый	3,2·10 ⁻¹⁰	3·10 ⁻¹²	5·10 ⁻²	1·10 ⁻²⁴	»	»
Смолково-молибденит-арсенопиритовый	5·10 ⁻¹⁰	3·10 ⁻¹⁰	7·10 ⁻²	2·10 ⁻²²	Благоприятны	Широко развит
Смолково-сульфидный	3·10 ⁻⁹	1·10 ⁻¹¹	3,8·10 ⁻⁴	5·10 ⁻²⁴	Неблагоприятны	Отсутствует
Смолково-пирит-карбонатный	4·10 ⁻¹¹	3·10 ⁻¹²	9·10 ⁻³	1,6·10 ⁻²⁴	»	»

Примечание. $\text{PR}_{\text{NaUO}_4\text{AsO}_4} = 1,35 \cdot 10^{-22}$.

Характеристика условий образования отенита

Тип месторождения (по минеральному составу руд)	Формула химического состава	pH	ΣU , г/л	ΣP , г/л
Смолково-молибденит-карбонатный	$M_{1,4} \frac{SO_4^{2-} Cl_{38} HCO_3^-}{Na_{82} Mg_9 Ca_8}$	8,3	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-6}$
Смолково-молибденит-карбонатный	$M_{0,84} \frac{HCO_3^- Cl_{39} SO_4^{2-}}{Na_{85} Mg_{29} Ca_{16}}$	8,1	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$
Смолково-молибденит-арсенипиритовый	$M_{6,9} \frac{SO_4^{2-} Cl_{47}}{Na_{70} Ca_{19}}$	7,5	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-6}$
Смолково-пирит-карбонатный	$M_{0,9} \frac{Cl_{47} HCO_3^- SO_4^{2-}}{Na_{90} Mg_{17}}$	7,5	$4 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Апатит-циркон-смолковый	$M_{5,0} \frac{Cl_{62} SO_4^{2-}}{Na_{67} Ca_{21} Mg_{20}}$	7,2	$4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-6}$
Смолково-сульфидный	$M_{0,5} \frac{SO_4^{2-} HCO_3^-}{Ca_{94}}$	7,2	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-6}$
Смолково-сульфидный	$M_{0,17} \frac{HCO_3^-}{Ca_{92} Na_{23}}$	7,4	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-6}$
Смолково-пиритовый	$M_{3,4} \frac{SO_4^{2-} Cl_{81}}{Na_{95}}$	7,0	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-6}$
Пирит-кварц-смолковый	$M_{0,15} \frac{HCO_3^- SO_4^{2-} Cl_{27}}{Ca_{72} Mg_{20}}$	7,2	$2 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-4}$

Тип месторождения (по минеральному составу руд)	Расчитанные концентрации, г.ион/л		Ca ²⁺ , г.ион/л	[Ca ²⁺] [a UO ₂ ²⁺] × X [a PO ₄ ³⁻] ²	Отенит в зоне окисления
	UO ₂ ²⁺	PO ₄ ³⁻			
Смолково-молибденит-карбонатный	2,3.10 ⁻¹³	9.10 ⁻¹²	8.10 ⁻⁴	1.10 ⁻⁶³	Отсутствует
Смолково-молибденит-карбонатный	1,4.10 ⁻¹²	2.10 ⁻¹¹	1.10 ⁻³	1.10 ⁻⁶⁰	Практически отсутствует
Смолково-молибденит-арсенопиритовый	1,2.10 ⁻⁹	1.10 ⁻¹³	1.10 ⁻²	1.10 ⁻⁶⁰	Отсутствует
Смолково-пирит-карбонатный	4.10 ⁻¹¹	6,3.10 ⁻¹²	9.10 ⁻⁴	1.10 ⁻⁴⁸	Весьма редок
Апатит-циркон-смолковый	3.10 ⁻¹⁰	2.10 ⁻¹²	1.10 ⁻²	8.10 ⁻⁴⁹	Очень редок
Смолково-сульфидный	1,6.10 ⁻⁹	4.10 ⁻¹³	3.10 ⁻³	3.10 ⁻⁴⁷	Редок
Смолково-сульфидный	3.10 ⁻⁹	3.10 ⁻¹³	5.10 ⁻⁴	9.10 ⁻⁴⁷	»
Смолково-пиритовый	3.10 ⁻⁸	8,7.10 ⁻¹³	2.10 ⁻⁴	1.10 ⁻⁴⁶	Широко развит
Пирит-кварц-смолковый	7.10 ⁻¹⁰	4.10 ⁻¹²	1.10 ⁻³	1.10 ⁻⁴⁵	»



Каждый член ряда выделяет из соответствующей соли последующий член: $\frac{\text{PbHPO}_4}{\downarrow} + \text{FeCl}_3 \rightarrow \frac{\text{FeFO}_4}{\downarrow} + \text{PbCl}_2 + \text{HCl}$.

Кроме того, достаточно хорошо известно огромное значение в процессе образования определенного профиля урановых слюдок того или иного месторождения катионного обмена, который заключается в том, что воздействие растворов с более сильными катионами на уже сформировавшиеся слюдки приводит к частичному или полному замещению в них менее активных катионов (Weiss e. a., 1957₂).

Вот со всеми этими очень интересными, но в чем-то противоречивыми данными столкнулись мы при изучении слюдок зоны окисления ряда месторождений.

На этих месторождениях участие карбонатов в процессе околорудного изменения очень велико. Естественно, что кальций является ведущим катионом в рудничных водах. Как показали исследования гидрогеологов, в основном все рудничные воды по составу являются гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевыми.

Анализы вод показали, что произведение активных концентраций Ca , $(\text{UO}_2)^{2+}$ и $(\text{PO}_4)^{2-}$ достигает произведения растворимости отенита. Однако в зоне окисления почти не встречаются не только чистые отениты, но и слюдки со значительным содержанием в катионной части Ca .

С другой стороны, в зоне окисления рассматриваемых месторождений с несомненностью устанавливается высокая активность бария. Здесь широко развиты и чисто бариевые слюдки, и особенно смешанные слюдки, в составе которых обязательно участвует и барий. К сожалению, общее количество слюдок не настолько велико, чтобы можно было с необходимой детальностью провести изучение химического состава всех наблюдавшихся слюдок.

Все это заставило автора прибегнуть к испытанному методу синтеза урановых слюдок. Была поставлена серия опытов по выяснению взаимоотношений пары катионов $\text{Ca} - \text{Ba}$. Синтез

слюдок обычно проводился по наиболее общепринятой методике, разработанной Г. Линау еще в прошлом столетии и учитывающей молярные соотношения элементов, входящих в состав искомого соединения.

Однако для получения отенита метод оказался неприемлемым, так как катионная часть заполнялась кальцием не полностью. Вместо обычного используемого в таких случаях метода катионного обмена, предложенного в 1929 г. Дж. Фэйрчилдом (Fairchild, 1929), автором был разработан следующий метод. Пятикратная навеска чистого кальцита, по сравнению с необходимым для поступления в раствор расчетным количеством Са, растворялась в HCl путем покапельного добавления последней; полученный раствор сливался с остальными компонентами.

Синтезированный таким образом метаотенит представлен довольно крупными таблитчатыми кристаллами, соответствующими по составу Са $(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и по отзывам Г. А. Сидоренко, в рентгеновской лаборатории которой они исследовались, «более точно отвечающий отениту, чем образцы природного отенита». Все анализы обязательно дублировались, а в случае существенных несовпадений результатов повторялись по несколько раз.

Результаты получились достаточно любопытными. Как видно из табл. 23, в растворах взаимодействуют не два вводимых катиона, а четыре: Са, Ва, $(\text{UO}_2)^{2+}$ и $(\text{H}_3\text{O})^{1+}$. Если в растворы вводятся Са и Ва в количествах, достаточных для полного заполнения катионной части любым из них, то получается чисто бариевая слюдка без малейшей примеси кальция. Любое уменьшение Ва при неизменном количестве Са приводит к появлению разностей, в составе которых полностью используется введенное количество Ва, но полное дополнение катионной части кальцием происходит только в одном случае — при соотношении Са : Ва = 1 : 0,5.

Активными компонентами в построении слюдок являются $(\text{UO}_2)^{2+}$ и оксоний.

Эти соображения, основанные на расчетах химических анализов полученных слюдок, подтверждаются данными инфракрасной спектроскопии, чутко фиксирующей присутствие в слюдках оксониевой группы (расщепление полосы 1650 см^{-1}) и снимками суспензий осадков под электронным микроскопом, показывающими формы частиц в зависимости от химического состава. Чем больше недостаток общей заполненности катионной части Са и Ва, тем более свойственна слюдке удлиненная форма (рис. 44, а—г). Подытожим еще раз основные выводы из рассматриваемых работ по урановым слюдкам, чтобы, учитывая их, попытаться найти наиболее удовлетворяющее объяснение конкретным природным явлениям.

Химический состав синтезированных кальций-бариевых слюдок (в вес. %)

Оксиды	1:1		1:0,5		1:0,25		1:0,125		0,5:0,25		0,5:0,125	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ВаО	14,99	14,91	8,11	8,57	3,80	3,92	2,42	2,67	4,37	4,12	1,92	2,29
СаО			2,81	2,68	2,36	2,14	1,22	1,34	0,9	0,97	0,87	0,93
UO ₂	56,78	57,92	58,16	58,62	67,38	67,90	69,00	67,97	68,20	68,90	70,76	71,65
P ₂ O ₆	13,93	14,14	14,83	14,63	14,91	14,96	13,93	14,5	15,42	15,17	15,03	15,80
H ₂ O	14,38	13,60	15,04	14,40	10,47	10,7	11,54	12,0	10,00	10,70	9,71	10,15
Сумма	100,08	100,57	98,95	98,90	98,92	99,62	98,11	98,48	98,89	99,86	98,29	100,82

Аналитик В. И. Литенкова

1. Ва [UO₂]₂ [PO₄]₂ · 8 H₂O
2. Ва_{0,98} (UO₂)_{0,02} [UO₂]₂ [PO₄]₂ · 7,6 H₂O
3. [Ва_{0,50} Са_{0,50}] [UO₂]₂ [PO₄]₂ · 8 H₂O
4. [Ва_{0,50} Са_{0,45}] [UO₂]₂ [PO₄]₂ · 8 H₂O
5. [Ва_{0,25} Са_{0,40} (UO₂)_{0,25} (H₃O)_{0,20}] [UO₂]₂ [PO₄]₂ · 5,5 H₂O
6. [Ва_{0,25} Са_{0,35} (UO₂)_{0,25} (H₃O)_{0,30}] [UO₂]₂ [PO₄]₂ · 5,5 H₂O
7. [Ва_{0,15} Са_{0,25} (UO₂)_{0,32} (H₃O)_{0,56}] [UO₂]₂ [PO₄]₂ · 6 H₂O
8. [Ва_{0,13} Са_{0,25} (UO₂)_{0,45} (H₃O)_{0,34}] [UO₂]₂ [PO₄]₂ · 6 H₂O
9. [Ва_{0,25} Са_{0,15} (UO₂)_{0,25} (H₃O)_{0,70}] [UO₂]₂ [PO₄]₂ · 5 H₂O
10. [Ва_{0,25} Са_{0,15} (UO₂)_{0,25} (H₃O)_{0,70}] [UO₂]₂ [PO₄]₂ · 5 H₂O
11. [Ва_{0,12} Са_{0,15} (UO₂)_{0,37} (H₃O)_{0,72}] [UO₂]₂ [PO₄]₂ · 5 H₂O
12. [Ва_{0,12} Са_{0,15} (UO₂)_{0,24} (H₃O)_{1,00}] [UO₂]₂ [PO₄]₂ · 5 H₂O

Из числа синтетических слюдок только уранил-ураниловые слюдки имеют удлинённый габитус. Они же обладают наименьшим произведением растворимости ($ПР_{(UO_2)_3(PO_4)_2} = 8 \cdot 2 \cdot 10^{-50}$). Уранил-катион очень неустоек и легко вытесняется более сильными катионами, в том числе и оксонием. Оптические и струк-

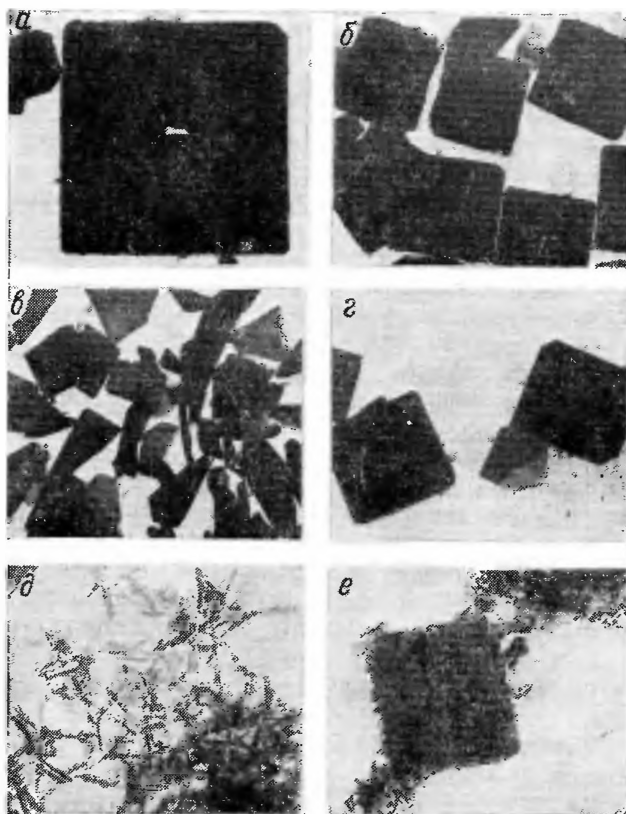


Рис. 44. Синтетические урановые слюдки. Суспензии. Увел. 8000

a — синтетический ураноцирцит; *b* — синтетическая слюдка с $Ba_{0,5}$ и $Ca_{0,5}$; *в* — синтетическая слюдка более сложного состава; *г* — синтетический отенит; *д* — синтетическая уранил-ураниловая слюдка; *e* — преобразование уранил-ураниловой слюдки в кислых условиях

турные аномалии в основном присущи слюдкам, имеющим удлинённую форму.

Все остальные синтетические слюдки имеют либо четкие квадратные очертания, либо чаще более усложненные формы тетрагональной сингонии. При синтезе уранил-ураниловых слю-

док эта удлиненность частиц выявляется сразу и не изменяется в отфильтрованном осадке.

Многие недоразумения, связанные как с формой слюдок, так и с оптическими и рентгеновскими аномалиями, бывают вызваны тем, что авторы эксперимента не только не производят строгой расчет состава слюдки, но часто не выполняют и полный химический анализ. Очевидно, именно этим объясняются те противоречивые данные, которые часто появлялись, да и сейчас появляются в печати относительно водородных и уранил-ураниловых слюдок (Липилина, 1959; Белова, 1958; Bignand e. a., 1954; Frondel, 1950, 1954; Hogarth, Nuffield, 1954).

Очень любопытные результаты получаются, если синтезировать уранил-ураниловые слюдки, используя расчетные количества реагируемых солей, но заменив ацетат уранила солью более сильной кислоты.

Если использовать для электронного микроскопа в качестве суспензии раствор в момент слива составляющих компонентов, то отчетливо прослеживается высаживание удлиненных кристаллов уранил-ураниловой слюдки. Однако среда оказывается для них слишком кислой, и они почти мгновенно преобразуются в слюдки водородного отенита квадратных очертаний (см. рис. 49 *d, e*).

Если же уранил-ураниловые слюдки получать обычным способом с использованием ацетата уранила и полученный просушенный осадок перенести в слегка подкисленную водную среду (одна капля HNO_3 на 1 л дистиллированной H_2O), то и в этом случае произойдет преобразование слюдки в водородный отенит, но без изменения удлиненной формы кристалликов.

Очевидно, удлиненность форм встречающихся в природе слюдок связана с прохождением ими уранил-ураниловой формы, в которой с течением времени уранил вытеснялся другими катионами.

Если рентгеновские аномалии в слюдках могут быть вызваны их разноводным состоянием, то уже никак нельзя с последним связать изменение формы слюдок. Процесс обезвоживания (и, наоборот, гидратации слюдок) неоднократно наблюдался различными исследователями как на природном, так и на синтетическом материале, однако никто не фиксировал при этом изменения формы минерала.

Наиболее часто удлиненные формы наблюдаются у арсенатных слюдок. Между тем в месторождениях с арсенидными рудами (а именно в их зоне окисления очень характерны слюдки-арсенаты вытянутой формы) растворы быстро обогащаются мышьяком, так как скорость растворения арсенидов сопоставима со скоростью окисления урановых руд, т. е. создаются идеальные условия для создания трёгерита, который затем полностью или частично преобразуется в другие виды слюдок.

Среди фосфатных слюдок наиболее часто удлиненные формы

встречаются у водородных отенитов, сабугалитов, натриевых отенитов, т. е. слюдок с наиболее высокими произведениями растворимости. Водородные отениты, обладающие чрезвычайно высоким произведением растворимости ($PR_{UO_2, H_2O} = 2 \cdot 14 \cdot 10^{-11}$) вообще должны были бы исключительно редко появляться в зоне окисления. В действительности они более распространены, чем это принято считать, но прослеживаются только в участках, крайне обедненных минералами — поставщиками катионов. Однако количество урана в них различно. Только в случае очень богатых руд отмечается появление в зоне окисления большого количества водородного отенита с удлиненной формой кристаллов; в остальных случаях прослеживаются типичные квадратные формы.

Удлиненные кристаллы водородного отенита были обнаружены Г. С. Грицаенко и др. (Минералогические типы..., 1959) на одном урано-сульфидном месторождении у вреза штольни верхнего горизонта. Во вмещающих альбитофирах этого участка все еще сохранялись остатки черней. Таким образом, здесь безусловно существовали достаточно высокие концентрации первичных минералов урана, поскольку на месторождении процесс окисления протекал весьма интенсивно. На другом урано-сульфидном месторождении кристаллы водородного отенита, развитые на большом расстоянии от рудных тел и карбонатных жил, но в участках повышенной пиритизации, имеют четко квадратные формы.

Натриевый ураноспинит во многих участках месторождения 4 отличается удлиненностью форм. Широкое развитие трёгерита на этом месторождении и последующее замещение его натриевым ураноспинитом было показано в части I. В то же время в целом ряде незначительных урановых аномалий того же региона широко развиты ураноспиниты с квадратными очертаниями кристаллов.

В рассмотренных в первой части месторождениях урана, представленных скоплениями урановых слюдок (метаотенита и метаураноцирцита) в зоне окисления и лишенных первичной минерализации на глубине, прослеживаются только слюдки с квадратными сечениями (см. рис. 35).

В участках месторождений, содержащих очень богатые контрастные руды, метаураноцирциты отличаются аномальной удлиненностью кристаллов.

Таким образом, казалось бы, такой незначительный фактор как форма кристаллов слюдки — это один из тех показателей, который помогает минералогу более квалифицированно производить оценку поверхностных выходов и судить о составе первичных руд.

Псевдоморфозы по урановым слюдкам и их значение как поисковых критериев

В практике урановых месторождений достаточно часто встречаются псевдоморфозы самых различных минералов по урановым слюдкам. Остановимся на трех из них как наиболее характерных, так и в какой-то степени способствующих прогнозным целям.

Псевдоморфозы глинистых минералов по урановым слюдкам

Одной из последних стадий формирования зон окисления многих рудных месторождений, в том числе и урановых, является силикатная, в которой возникают глинистые минералы, медмониты, хризоколла, а в урановых месторождениях силикаты урана. Такое явление характерно для месторождений, воды которых имеют возможность значительно обогащаться кремнеземом.

Очень часто в поверхностных выходах таких месторождений фактически наблюдаются только глинистые минералы без следов урановой минерализации, хотя в некоторых участках прослеживается слабая активность, которая может быть связана с сорбцией урана глинистыми минералами, поскольку последние являются хорошими сорбентами. Процесс сорбции целиком рядом минералов, в том числе и глинистыми, достаточно хорошо известен (Рожкова, 1956, 1959; Рожкова, Серебрякова, 1958).

В некоторых случаях наблюдается необычная форма выделений глинистых минералов, очень напоминающая по форме урановые слюдки.

Исследование таких форм с помощью обычного микроскопа, а также использование «разнообразных и специфических методов исследования, позволяющих обнаруживать минералы урана в состоянии тончайших вкрапленностей» (Е. В. Рожкова), не позволило обнаружить каких-либо признаков урановых минералов, как и в случае исследования обычных глинистых минералов с повышенной активностью. Однако электронная микроскопия дала любопытные результаты.

Если изучение с помощью электронного микроскопа глинистых минералов с целью нахождения в них индивидуализированных минералов урана обычных глинистых аномалий дало отрицательные результаты, то при исследовании псевдоморфоз глинистых минералов по слюдке (названных тогда так совершенно условно) А. И. Горшков обнаружил переслаивание каолинита и урановой слюдки. Эти наблюдения были подтверждены микродифракцией соответствующих частиц (рис. 45—48).

Дифракционная картина отдельной частицы метаотенита (см. рис. 46) дала правильную квадратную сетку рефлексов, от-

вещающих плоскости (001) кристаллической решетки. Расчет этой картины показал значение периода $a_0 = 6,98 \div 6,99 \text{ \AA}$, что соответствует метаотениту. Дифракционные картины второго



Рис. 45. Частица урановой слюдки (отенита).
Увел. 6000

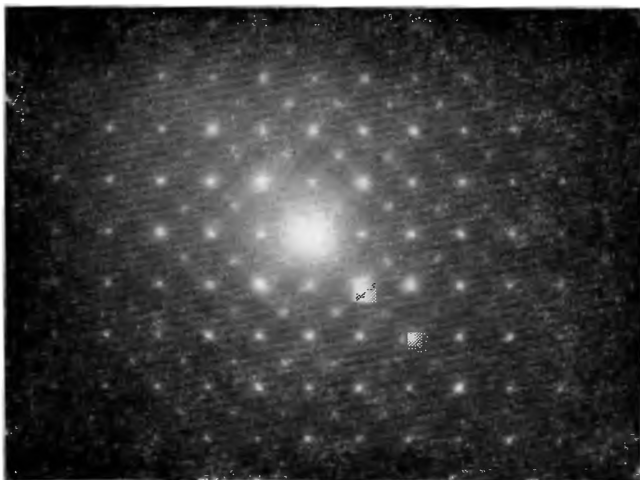


Рис. 46. Электронограмма частицы отенита

типа частиц (см. рис. 48) с гексагональной сеткой рефлексов, характерной для слоистых силикатов, позволил определить два периода элементарной ячейки $a = 5,14 \text{ \AA}$ и $b = 8,90 \text{ \AA}$, на основа-

нии чего минерал был определен как каолинит (Грицаенко и др., 1969).

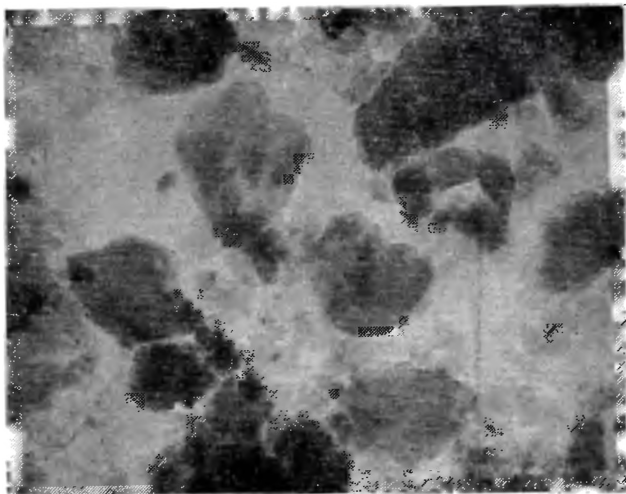


Рис. 47. Частицы каолинита. Увел. 6000

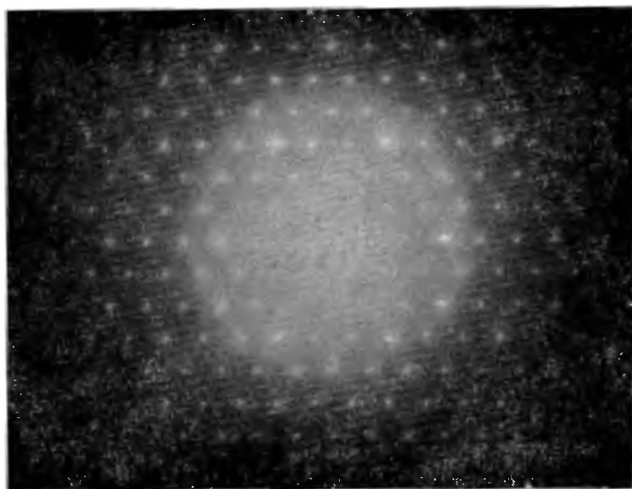


Рис. 48. Электронограмма частицы каолинита

Открывающаяся перед исследователем возможность установить, происходила ли при формировании зон окисления только сорбция урана или имела место переработка образовавшейся

слюдковой минерализации, имеет и вполне определенное практическое значение.

Сорбция урана означает наличие в растворе значительно меньших (не меньше чем на порядок) количеств урана, чем в случае образования слюdkовой или силикатной минерализации. Следовательно, и в данном случае речь идет о тех «больше — меньше», из совокупности которых в конце концов можно наиболее логично восстанавливать процесс формирования зоны окисления на месторождении.

Псевдоморфозы гидроокислов железа по урановым слюdkам

Способность лимонитов в широких пределах сорбировать некоторые элементы и, в частности, уран еще более широко известна по сравнению с глинистыми минералами. Этому вопросу уделялось много внимания и у нас, и за рубежом, проводились специальные полевые исследования и экспериментальные работы, был разработан метод «лимонитовой» съемки («Минералогические типы...», 1959).

Давно отмечалась способность лимонитов замещать вплоть до полного уничтожения разнообразные урановые минералы, в том числе и урановые слюdkи.

При этом лимониты при замещении приобретают характерные оттенки. Особый бронзовый оттенок, возникающий при замещении урановых слюdk, даже выдвигался как поисковый признак более зараженных ураном участков.

Хорошим указателем являются также текстурные особенности лимонитов, четко фиксирующих форму постепенно вытесняемого минерала-хозяина.

Псевдоморфозы гидроокислов железа по урановым слюdkам наблюдаются значительно чаще, чем глинистых минералов. Ссылки на такие псевдоморфозы приводятся при описании почти любой зоны окисления сульфидно-урановых месторождений.

Наличие в зонах окисления, лишенных индивидуализированных минералов урана, но с развитыми гидроокислами железа псевдоморфоз последних по урановым слюdkам повышает перспективность подобных участков.

Как же происходит «замещение» слюdk глинистыми минералами или гидроокислами железа? С помощью электронного микроскопа установлено переслаивание слюdk и каолинита. Такое же переслаивание, хотя и не так отчетливо (с большим расползанием) прослеживается и для гидроокислов железа (гидрогётит).

На снимках слюdk, полученных с помощью сканирующего электронного микроскопа, отчетливо видна различная сохранность слюdk в зоне окисления (рис. 49—51). Для многих слюdk характерно усиление трещиноватости по спайности, очень напоминающее увеличивающуюся трещиноватость пород



Рис. 49. Плотный агрегат урановой слюдки.
Увел. 100

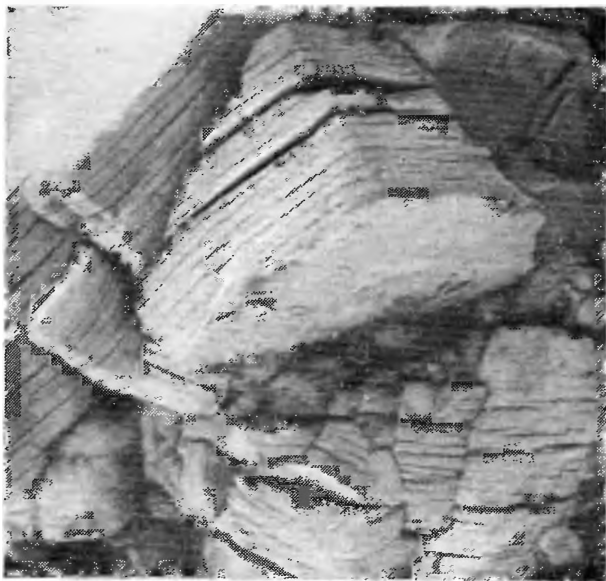


Рис. 50. Разрушающийся агрегат урановой
слюдки. Увел. 100

В коре выветривания. Процесс высаживания какого-либо минерала из растворов по таким микротрещинам ничем не будет отличаться от высаживания минералов из растворов, проходящих по трещинам вмещающей толщи пород.



Рис. 51. Разрушающийся агрегат урановой слюдки. Увел. 1000. В левой части виден кристаллик каолинита

Среди пород различаются химически более активные (например, карбонатные толщи) и менее активные (кварциты); слюдки можно сопоставить лишь с первыми. Следовательно, они должны более активно способствовать изменению рН растворов и тем самым высаживанию минералов. Со временем слюдка может полностью уничтожиться.

Псевдоморфозы UO_2 по урановым слюдкам

В литературе последних лет неоднократно поднимался вопрос о наличии U^{4+} в ряде вторичных урановых минералов и, в первую очередь, в урановых слюдах (Leo, 1960; Черников и др., 1964; Белова, Тимофеев, 1966). Присутствие U^{4+} во вторичных минералах может быть достаточно точно зафиксировано даже без химического анализа — по появлению несвойственной минералу темной, иногда совершенно черной окраски.

Причина этого явления еще в достаточной степени не выяснена. Расходятся и представления исследователей о месте U^{4+}

в структуре минералов. Одни (Г. В. Лео) считают, что U^{4+} выступает в роли катиона, частично замещая основной катион минерала, другие (А. А. Черников, Л. Н. Белова) предполагают, что U^{4+} заимствуется из уранильной группы.

По представлению А. А. Черникова и др. (1964, стр. 103), « U^{4+} замещает U^{6+} в уранильной группе, что приводит к искажениям и напряжениям в структуре. Характер отражений на



Рис. 52. Точечное распределение темного вещества в метаотените. Увел. 600

дебаеграмме темного отенита свидетельствует о существовании таких нарушений; отражения на больших углах Θ расширены при явной кристалличности минералов, т. е. при отсутствии высокой дисперсности, как второй возможной причины диффузности рефлексов».

По представлению автора (Белова, Тимофеев, 1966), U^{4+} появляется в составе урановых слюдок в результате частичного разрушения уранильных групп и образования UO_2 (четкие линии уранинита на дебаеграммах) под воздействием каких-то, к сожалению, пока еще невыясненных процессов (рис. 52).

Не вдаваясь в теоретические стороны этого вопроса, остановимся на определенной значимости его в прогнозных целях и покажем, какие проблемы могут возникнуть перед исследователями в результате этого явления.

Масштабы появления U^{4+} во вторичных минералах могут быть самыми различными: от совершенно ничтожных, ничем не проявляющихся макроскопически, до зашедших настолько далеко, что вторичный минерал полностью изменяет свою окраску

и по внешнему виду ничем не отличается от окислов урана (смолки, черни).

В случае урановых слюдов, квадратные формы сечения которых в первом приближении могут вполне сойти за несовершенные формы или разрезы минералов кубической сингонии, создается полная иллюзия появления урановой смолки — уранинита. Такое явление характерно для многих месторождений (отдельные участки).

Оценка подобных месторождений часто бывает совершенно ошибочной. Так, например, для одного из них был сделан вывод о возникновении достаточно интенсивно развитой зоны вторичного обогащения. Однако о вторичном обогащении здесь не могло быть и речи. Все это происходит в зоне окисления в процессе продолжающегося изменения вторичных минералов, сопровождающегося постепенным выносом урана и, следовательно, прогрессивным обеднением ураном соответствующих интервалов и лишь в отдельных участках осложняющегося преобразованием составных частей минерала. Подчеркнем еще раз, что в целом все это идет на фоне выноса урана, и ни в коем случае не сопровождается хотя бы узколокальным обогащением.

Мы достаточно подробно останавливались в первом разделе на той роли, которую играет зона вторичного обогащения в создании промышленных месторождений. Поэтому правильная оценка возможности образования зоны вторичного обогащения, основанная на сугубо минеральном анализе, может способствовать более рациональному методу разведки месторождения.

Были рассмотрены две особенности минералов группы урановых слюдов: форма кристаллов и образование псевдоморфоз и показано их значение в оценочных критериях исследователя. Оценочным критериям по окисленным выходам могут способствовать и другие особенности: цвет, удельный вес, показатели преломления, элементы-примеси. Для основной цели раздела — демонстрации значения детальных минералогических исследований для оценочных критериев — достаточно и этих примеров.

Окончательное представление об определенном типе зоны окисления с присущими ему прогнозными возможностями создается лишь из совокупности всех особенностей по всем урановым минералам, входящим в состав зоны окисления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование зон окисления происходит стадийно, обобщенно можно говорить о трех стадиях формирования зон окисления. Первая стадия — это стадия изменения первичных урановых руд до начала изменения сульфидов. Процесс окисления протекает в условиях нейтральной, слабощелочной или щелочной среды и сопровождается изменением первичных руд на месте. Основные минералы, образующиеся в эту стадию, — гидроокислы и силикаты урана.

Вторая стадия характеризуется одновременным окислением сульфидов и первичных минералов урана. Среда делается более кислой, анионная часть вод обогащается $(AsO_4)^{3-}$ и $(PO_4)^{3-}$, минералы первой стадии становятся неустойчивыми, и в составе зоны окисления появляются урановые слюдки.

Третья стадия наступает в том случае, если сульфиды на месторождении находятся в равных или подчиненных количествах по отношению к первичным минералам урана. Для этой стадии характерна гидратационная переработка поверхностных выходов и образование за счет урановых слюдок гидроокислов и силикатов урана.

Сочетание стадийности с особенностями окружающей среды и в первую очередь с особенностями вещественного состава приводит к созданию разнообразных типов зон окисления. Выделяется девять типов зон окисления, характерных для разных групп гидротермальных урановых месторождений и составляющих основу предлагаемой классификации.

Составленная по принципу вещественного состава классификация типов зон окисления несет в себе определенные прогнозные критерии.

Выделение девяти типов зон окисления предусматривает тем самым качественную расшифровку состава первичных руд. По возможностям количественной оценки эти типы разбиты на

три группы. В зонах окисления первой группы окисленные части совершенно точно сохраняют морфологический облик первичных руд. В зонах окисления этой группы не бывает зоны вторичного обогащения (за исключением случаев резкого изменения характера месторождения с глубиной).

Минерализация зон окисления второй группы выходит за пределы первичных рудных тел. Содержание урана в окисленных рудах уменьшается по сравнению с первичными рудами. Для этой группы характерна зона вторичного обогащения и она тем ярче выражена, чем интенсивнее происходит выщелачивание урана из зоны окисления с возможно меньшим удержанием его за счет образования вторичной минерализации и чем концентрированнее распределены восстановители, в частности сульфиды.

Промышленная значимость месторождений третьей группы, если они представлены исключительно минералами, определяющими тип зоны окисления, ограничивается только запасами зоны окисления, в состав которой входит и зона вторичного обогащения.

Для создания классификации, построенной по принципу вещественного состава, ведущее значение имеет детальное изучение отдельных минералов. При этом особенно важны точная фиксация и объяснение малейших отклонений в свойствах минералов, поскольку все они появляются в результате изменения каких-либо условий вмещающей среды в отрезке времени существования минерала. Кроме того, само изучение особенностей минерального состава и изменчивости свойств отдельных минералов несет в себе прогнозные данные, дающие представление о больших или меньших концентрациях урана, участвовавших в процессе окисления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баураноит и метакальцураноит — новые минералы из группы гидрокислов урана. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1973, т. 102, вып. 1, с. 75—81. Авт.: В. П. Рогова, Л. Н. Белова, Н. Н. Кузнецова, Г. П. Кизияров.

Баяшкин И. М. Настуран-коффинитовое оруденение на уран-молибденовом месторождении. — В сб.: Месторождения урана. Зональность и парагенезисы. М., Атомиздат, 1970, с. 73—93.

Белова Л. Н. Арсенуранилит — мышьяковый аналог фосфуранилита. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1958, т. 87, вып. 5, с. 598—602.

Белова Л. Н. Гидронастуран, оранжевый минерал, ургит. — В кн.: Минералы, 1965, т. 2, вып. 2. М., «Наука», с. 320—325.

Белова Л. Н. Гидроокислы урана. — В кн.: Минералы, 1967, т. 2, вып. 3. М., «Наука», с. 546—592.

Белова Л. Н. О возможностях качественной расшифровки зон окисления. — В сб.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М., «Наука», 1968, с. 455—464.

Белова Л. Н., Елоев Б. М. О вхождении кремнезема в состав урановых слюдок. — «Докл. АН СССР», 1961, т. 141, № 6, с. 1452—1453.

Белова Л. Н., Литенкова В. И., Новоросова Л. Е. О фосфорном аналоге трегерита. — В кн.: Вопросы прикладной радиогенезиса. М., Атомиздат, 1963, с. 174—178.

Белова Л. Н., Тимофеев Е. В. О вхождении U^{4+} в состав отенита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 7, с. 39—47.

Белова Л. Н., Фролова К. Е. О сходстве кристаллов фосфуранилита и ренардита. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1960, т. 89, вып. 2, с. 219—221.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолиздат, 1950, 956 с.

Брусиловский С. А. Исследование условий осаждения шестивалентного урана в форме гидроокиси. — «Труды ИГЕМ АН СССР», 1960, вып. 42, с. 58—59.

Вернадский В. И. Очерки геохимии. Избр. соч., М., Изд-во АН СССР, 1927, 1934, т. 1, 261 с.

Витовская И. В. Минеральный состав и поведение элементов-примесей в зонах гипергенеза месторождений Акчагыл и Кызыл-Эспе. М., Изд-во АН СССР, 1962, 130 с.

Гаврилова Л. И. К вопросу об окисляемости арсенидных руд в зоне коры выветривания. — В сб.: Вопросы геологии Урала. Изд-во Уральск. фил. АН СССР, с. 121—128. (Труды Горно-геол. ин-та, вып. 42.)

Гаррелс Р. М. — В сб.: Термодинамика геохимических процессов. М. Изд-во иностр. лит., 1960, с. 207—222.

Герасимовский В. И. Минералогические особенности уранового оруденения зоны окисления месторождения Шинколовбе (Бельгийское Конго). — «Геохимия», 1956, № 7, с. 73—76.

Гецева Р. В. Гидронастуран и ургит — новые минералы из группы гидрокислов урана. — «Атомная энергия», 1956, № 3, с. 135—136.

Гецева Р. В., Савельева К. Т. Руководство по определению урановых минералов. М., Госгеолтехиздат, 1956, 260 с.

Грицаенко Г. С., Звягин Б. Б., Горшков А. И. Методы электронной микроскопии. М., «Наука», 1969, 308 с.

Деррикс Ж. Д., Ваес Ж. Ф. Месторождения урана в Шинколобве. — В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956. с. 111—149.

Дроздовская А. А., Мельник Ю. П. Некоторые термодинамические данные об устойчивости уранинитов переменного состава в гипергенных условиях. — «Атомная энергия», 1966, т. 21, вып. 6, с. 131—143.

Евсеева Л. С., Перельман А. И. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Госатомиздат, 1962, 239 с.

Жариков В. А. Кислотно-основные характеристики минералов. — «Геология рудных месторождений», 1967, т. 9, № 5, с. 75—78.

Жильцова И. Г., Карпова Л. Н. О поведении урана в процессе формирования зоны окисления урано-молибденовых месторождений (экспериментальные данные). — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах, ч. 2. Новосибирск, 1972, с. 41—42.

Иткина Л. С., Рассонская И. С., Чаплыгина Н. М. О растворимости и составе твердых фаз в системе $\text{NH}_3\text{—UO}_2\text{—H}_2\text{PO}_4\text{—H}_2\text{O}$. — «Журнал неорганической химии», 1958, т. 3, вып. 7, с. 1675—1679.

Казицин Ю. В. Кристаллооптическое и рентгеновское исследование ипигинита. Материалы ВСЕГЕИ, 1961, вып. 45, с. 117—124.

Ковалев А. А. Эвапорационные рудопроявления урана в аридных районах. — «Вестн. АН КазССР», 1962, № 3, с. 23—34.

Ковалев П. Е. Месторождения медных руд Катанги и Северной Родезии. Институт прикладной минералогии, 1931, 76 с.

Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960, 306 с.

Королев Д. В. Роль сульфидов железа в процессе накопления молибдена в осадочных породах восстановительной зоны. — «Геохимия», 1958, № 4, с. 359—367.

Лабунцов А. Н. О возрасте уранинита и монацита из пегматитовых жил Северной Карелии. — «Докл. АН СССР», 1935, т. 1, № 9, с. 646—648.

Лабунцов А. Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. «Труды Ин-та геол. наук», М., Изд-во АН СССР, 1939, 260 с.

Леонова Е. Н. Синтез вторичных фосфатов и арсенатов урана. — «Труды ИГЕМ», вып. 30, 37—55. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Липилина И. И. Уранил и его соединения. М., Изд-во АН СССР, 1959, 315 с.

Лисицин А. К. О формах нахождения урана в подземных водах и условиях его осаждения в виде UO_2 . — «Геохимия», 1962, № 9, с. 763—769.

Макаров Е. С. Кристаллохимия урановых минералов. — В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 27—46.

Макаров Е. С., Анкина Л. И. Кристаллическая структура умохонита. — «Геохимия», 1963, № 1, с. 15—22.

Макаров Е. С., Иванов В. Г. Кристаллическая структура метаотенита $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 132, № 3, с. 673—676.

Макаров Е. С., Табелко К. И. Кристаллическая структура метаторбернита. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 131, № 1, с. 87—89.

Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1957, 219 с.

Минералогические типы зон окисления гидротермальных урановых месторождений СССР. М., Атомиздат, 1959, с. 69—84. (Труды 2-й Международной конф. по мирному использованию атомной энергии.) Авт.: Л. Н. Белова, Г. С. Грицаенко, Р. В. Гецова и др.

Мокеева В. И. Кристаллическая структура склодовскита. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 124, № 3, с. 578—580.

Мокеева В. И. О структуре склодовскита. — «Кристаллография», 1964, т. 9, вып. 2, 277 с.

Мокеева В. И. О симметрии β -уранофана. — «Кристаллография», 1964, т. 9, вып. 2, 275 с.

Мокеева В. И. О кристаллической структуре казолита. — «Кристаллография», 1964з, т. 9, вып. 5, с. 738—741.

Моурит — новый гипергенный уран-молибденовый минерал. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1962, вып. 1, ч. 91, с. 67—71. Авт.: Е. В. Копченова, К. В. Скворцова, Н. И. Силантьева и др.

Об условиях образования пригината. — «Геохимия», 1968, № 2, с. 166—172. Авт.: Л. И. Карпова, И. Г. Жильцова, Г. А. Сидоренко и др.

Об условиях образования умохонта в ураново-молибденовых месторождениях СССР. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 5, с. 53—63. Авт.: Е. В. Копченова, К. В. Скворцова, Г. А. Сидоренко и др.

О природе мелмонитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 7, с. 67—71. Авт.: Ф. В. Чухров, Л. П. Ермилова, Е. С. Рудницкая и др.

Осипов Б. С. Об условиях осаждения урана из гидротермальных растворов дисульфидных металлов по экспериментальным данным. — «Атомная энергия», 1966, т. 21, вып. 6.

Основные черты геохимии урана. Под ред. А. П. Виноградова. М., Изд-во АН СССР, 1963, 352 с.

О хризоколлах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 6, с. 29—44. Авт.: Ф. В. Чухров, Л. П. Ермилова, Б. Б. Звягин и др.

Петров В. П. Основы учения о древних корях выветривания. М., «Недра», 1967, 344 с.

Повилайтис М. М. Новые данные о браннерите. — «Труды Минер. музея АН СССР», 1961, вып. 12, с. 64—79.

Рехарский В. П., Плят И. Д. Некоторые экспериментальные данные об условиях образований настуран-молибденовой парагенетической ассоциации. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 3, с. 16—30.

Рехарский В. И., Крутецкая О. В. Некоторые экспериментальные данные об условиях образования ильземанита. — В сб.: Исследования природного и технического минерального сырья, 1966, с. 206—215.

Рождова Е. В. Сорбция свинца на различных горных породах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 2, с. 13—24.

Рождова Е. В. Роль сорбции в концентрации урана в осадочных породах. М., Атомиздат, 1959, с. 13—32. (Труды 2-й Междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1958. Докл. сов. ученых, т. 3).

Рождова Е. В., Серебрякова М. Б. Возможная роль сорбции в образовании ореолов рассеяния. — «Сов. геология», 1958, № 4, с. 144—157.

Рубо М. Урановые месторождения Франции и ее владений. — В кн.: Геология атомных сырьевых материалов, 1956, с. 270—283. (Объединенные нации, Женева).

Рудницкая Е. С. Кальциевый молибдат урана. — В сб.: Ядерное горючее и реакторные металлы. М., Атомиздат, 1959, т. 3, с. 68—69.

Рыженко Б. Н., Наумов Г. Б., Гоглев В. С. Гидролиз ионов уранила при повышенных температурах. — «Геохимия», 1967, № 4, с. 413—418.

Серебренников В. С. Гидрогеохимические условия образования минерал урана и молибдена. — «Зап. Минер. Всесоюз. об-ва», 1965, вып. 5, с. 502—509.

Сергеев А. С. Псевдоотенит — новый водный уранил-кальциевый фосфат. — «Труды Ленингр. ун-та. Сер. Минер. и геохимия». 1964, вып. 1, с. 31—40.

Скворцова К. В., Сидоренко Г. А. Седовит — новый гипергенный минерал урана и молибдена. — «Зап. Минер. Всесоюз. об-ва», 1965, вып. 5, ч. 94, с. 548—554.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1951, 335 с.

Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. (Справочник). М., Госгеолтехиздат, 1957, 408 с.

Стефанс Ф. М., Макдональд Р. Д. Карбонатный метод выщелачивания руд. — В кн.: Химия ядерного горючего. М., Госхимиздат, 1956, с. 40—58.

Страхов Н. М. О периодичности и необратимости эволюции осадкооб-

разования в истории Земли. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1949, № 6, с. 70—111.

Термические исследования урановых и урансодержащих минералов. М., Госатомиздат, 1961, 147 с. Авт.: Ц. Л. Амбарцумян, Г. И. Басалова, С. А. Горжевская и др.

Условия образования урано-молибденовых минералов в зоне неполного окисления. — *Зап. Всесоюз. минер. об-ва*, 1962, вып. 1, ч. 98, с. 29—40. Авт.: Л. И. Карпова, И. Г. Жильцова, А. Ф. Згибнева.

Федоров О. В. Вторая находка кальциевого молибдата урана в СССР. — *Зап. Всесоюз. минер. об-ва*, 1963, вып. 4, ч. 92, с. 464—465.

Федоров О. В. Об умохоните. — *Зап. Всесоюз. минер. об-ва*, 1967, вып. 1, с. 95—96.

Федоров О. В. Слюдочно-молибдатный тип зоны окисления. — *Атомная энергия*, 1968, т. 24, вып. 6, с. 582—583.

Черников А. А. Гипергенная зональность на сульфидно-урановых месторождениях и причины ее возникновения. — *Труды ИГЕМ АН СССР*, 1962, вып. 70, с. 162—181.

Черников А. А., Крутецкая О. В., Органова Н. И. Натрооптит. — *Атомная энергия*, 1957, т. 3, № 8, с. 135—140.

Черников А. А., Сидоренко Г. А., Князева Д. Н. Некоторые новые данные о четырехвалентном уране в темно-зеленом отените. Химический анализ минералов. М., «Наука», 1964, с. 94—105.

Чухланцев В. Г., Алямовская К. В. Произведения растворимости фосфатов уранила, бериллия, церия. — *Изв. Высш. учебн. завед. Хим. и химико-технол.*, 1961, т. 4, № 3, с. 431—438.

Чухланцев В. Г., Степанов С. И. Растворимость фосфатов уранила и тория. — *Журнал неорганической химии*, 1956, т. 1, вып. 3, с. 478—484.

Чухланцев В. Г., Шарова А. К. Произведения растворимости арсенатов уранила. — *Журнал неорганической химии*, 1956, т. 1, вып. 1, с. 36—42.

Чухров Ф. В. Зона окисления сульфидных месторождений степной части Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1950, 243 с.

Чухров Ф. В. Некоторые результаты изучения зоны гипергенеза рудных месторождений в СССР. — В кн.: *Итоги науки и техники. Геохимия, минералогия, петрография*. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 5—25.

Чухров Ф. В., Берхин С. И., Молева В. А. Об опаллизации глинистых минералов в зоне окисления месторождений степной части Казахстана. — В кн.: *Кора выветривания*. М., Изд-во АН СССР, 1963, вып. 5, с. 17—23.

Шмакин Б. М. О бариевом ортоклазе из Южной Якутии и значении Ва как элемента-индикатора. — *Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка*, 1967, № 4, с. 39—42.

Штунц Х. Минералогические таблицы. М., Госгортехиздат, 1962, 533 с.

Шубникова О. М. Минералы редких элементов и их диагностика. М., Изд-во АН СССР, 1952, 283 с.

Щербина В. В. К геохимии зоны окисления рудных месторождений. — *Советская геология*, 1955, сб. 43, с. 137—147.

Щербина В. В. Поведение урана и тория в условиях сульфатно-карбонатной и фосфатной среды зоны гипергенеза. — *Геохимия*, 1957, № 6, с. 493—507.

Щербина В. В. Геохимическая эволюция зоны окисления сульфидных месторождений. — В кн.: *Геохимические циклы*. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 78—83.

Щербина В. В., Игнатова Л. И. Образование и растворение отенита. — *Геохимия*, 1956, № 2, с. 57—61.

Эпштейн Г. Ю. О молибдатах уранила—молураните и иригините. — *Зап. Всесоюз. минер. об-ва*, 1959, вып. 5, ч. 88, с. 564—570.

Яхонтова Л. К. Экспериментальное изучение окисления арсенидов кобальта в растворах, содержащих кислород и угольную кислоту. — *Геохимия*, 1958, № 1, с. 70—80.

Яхонтова Л. К., Раудонис П. А. Об окислении некоторых арсени-

дов кобальта, никеля и железа, а также их двойных смесей. — «Геохимия», 1956, № 8, с. 10—22.

Яхонтова Л. К., Букина Н. Н., Радонис П. А. Растворимость некоторых арсенидов кобальта и никеля в сернокислой среде. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1958, вып. 1, с. 23—30.

Abeledo M. E. J., Galloni E. E., Велусар М. А. R. Electron diffraction for some members of the metatorbernite group. — «Amer. Miner.», 1968, vol. 53, No. 5—6, p. 1028—1033.

Alver E., Sellevol M. A. The crystal system and space group of metauranocircite. — «Norsk Geol. Tidsskr.», 1957, Bd. 37, H. 3—4, S. 438—439.

Arribas A. Nuevos minerales españolas de urania: la kasolita. — «Bol. R. Soc. Espanola.», 1967, vol. 65, No. 3, p. 263—266.

Baldanza B. Contributo dalla conoscenza della uranocircite. — «Periodica di mineralogia», 1963, Anno 22, N 2—3, p. 249—258.

Banas M. Uranofan i meta-torbernite z Kletna (Sudety). Pr. mineral PAN Krakowie, 1970, N 2, 7—14.

Baptista A., Baptista N., d'Oliveira O. E. A contribution to the study of the mineral uranospherite. — «Annais Acad. brasil. cienc.», 1962, vol. 34, No. 1, p. 45—59.

Bariand P., Le Bihan M. T. Etude cristallographique de la cuproklodovskite. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1967, t. 90, No. 2, p. 259.

Beintema J. On the composition and the crystallography of autunite and metaautunites. Rec. travaux chim. Pays—Bas et Belgique, 1938, t. 57, p. 155—175.

Berman R. Studies of uranium minerals: torbernite, zeinerite and uranospherite. — «Amer. Miner.», 1957, vol. 42, No. 11—12, p. 905—908.

Bignand C., Gony J., Guillemin C. La phosphuranilite: ses relations avec la dewindtite et la renardite. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1954, t. 77, No. 10, p. 1299—1306.

Bignand C. Sur les propriétés et les synthèses de quelques minéraux uranifères. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1955, vol. 78, No. 1—3, p. 1—26.

Born I. von. Lythophylacium Bormianum. pt. 1, Prague, 1772, p. 42.

Branche G., Chervet J., Guillemin C. Nouvelles espèces uranifères française. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1951, vol. 74, p. 457—488.

Brasseur H. Contribution a la connaissance de la furmarierite. — «Bull. Soc. Roy. Sci. Liège.», 1946, vol. 15, No. 12, 523 p.

Brasseur H. Properties and chemical formula of furmarierite. — «Amer. Miner.», 1948, vol. 33, No. 9—10, p. 619—621.

Brasseur H. Etude de la billietite. — «Bull. Acad. Roy. Belg., cl. sci.», 1949, vol. 36, p. 793—804.

Brasseur H. Etude roentgenographique de la massuyite. — «Bull. Soc. Roy. Sci.», Liège, 1950, vol. 19, p. 2, 393 p.

Brasseur H. Essai le representation des oxydes doubles O, UO_3nH_2O par une formule générale. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1962, t. 85, No. 3, p. 242—244.

Brezina A. Ueber den Autunit. — «Zeitschr. Kristallographie», 1879, Bd. 3, 273 S.

Brichard H., Brasseur H. Sur les autunites naturelles et synthétiques. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1958, t. 81, No. 1—3, p. 4—10.

Bültemann H. W., Moh G. H. Bergeinit, ein neues Mineral der Phosphuranilite Gruppe. — «N. Jb. Miner.», Mh., 1959, H. 10, S. 232—233.

Buttgenbach H. Les minéraux de Belgique et du Congo Belge Paris et Liège, 1947, 573 p.

Cesbron F., Bachet B., Oosterboch R. La demesmaekerite, sélénite hydrate d'uranium, cuivre et plomb. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1965, t. 88, No. 3, p. 422—425.

Cesbron F., Oosterbosch R., Pierrot R. Une nouvelle espèce minérale: la martozite, uranyl-sélénite de cuivre hydrate. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1969, t. 92, No. 3, p. 278—283.

Cesbron F., Pierrot R., Verbeeck T. La derriksite $\text{Cu}_4(\text{UO}_2)\text{X} \times (\text{SiO}_3)_2(\text{OH})_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$, une nouvelle espèce minérale. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1971, t. 94, No 5—6, p. 534—537.

Cesbron F., Brown W. L., Bariatand P., Geffroy J. Rameauite and agrinierite, two new hydrated complex uranyl oxides from Margnac, France. — «Mineral. Mag.», 1972, vol. 38, No. 229, p. 781—789.

Coleman R. G., Appleman D. E. Umohoite from the Lucky Mine, Wyoming. — «Amer. Miner.», 1957, vol. 4, p. 9—10.

Correia N. J. M., Lopes N. J. E. Modificacoes estruturais da uranófana do Reboleiro observadas no decurso do aquecimento. — «Memórias e notícias Univ. Coimbra, 1961, No. 51, p. 43—48.

Christ C. L., Clark J. R. Crystal chemical studies of some uranyl oxide hydrates. — «Amer. Miner.», 1960, vol. 45, No. 9—10, p. 1026—1061.

Des Cloizeaux A. De l'emploi des propriétés optiques biréfringents en minéralogie. — «Annal. des Mines», 1854, t. 11. 261 S.

Donnay G., Donnay J. D. H. Contribution to the crystallography of uranium minerals. — «U. S. Geol. Surv.», 1955, TEI-507. 42 p.

Fairchild J. G. Base exchange in artificial autunites. — «Amer. Miner.», 1929, vol. 41, No. 7, p. 265—275.

Foullon H. Über Gummit und Uranophan. — «Verh. Geol. Reichsanst.», 1883, Bd. 33, S. 1—21.

Fron del Cl. Studies of uranium minerals V: Phosphuranylite. — «Amer. Miner.», 1950₁, vol. 35, No. 2, p. 756—763.

Fron del Cl. Studies of uranium minerals: Parsonsite and randite. — «Amer. Miner.», 1950₁, vol. 35, No. 3—4, p. 245—250.

Fron del Cl. Studies of uranium minerals. Sabugalite and aluminium autunite. — «Amer. Miner.», 1951₁, vol. 36, No. 9—10, p. 671—679.

Fron del Cl. Studies of uranium minerals: saléeite and novacekite. — «Amer. Miner.», 1951₂, vol. 36, No. 9—10, p. 680—685.

Fron del Cl. Bassetite and uranospathite. — «Miner. Mag.», 1954, vol. 30, No. 225, p. 343—353.

Fron del Cl. Mineral composition of gummit. — «Amer. Miner.», 1956, vol. 41, No. 7—8, p. 539—568.

Fron del Cl. Systematic mineralogy of uranium and thorium. — «Geol. Surv. Bull.», 1958, No. 1064, 400 p.

Fron del Cl., Cuttitta F. Studies of uranium minerals: renardite. — «Amer. Miner.», 1954₁, vol. 39, No. 5—6, p. 448—451.

Fron del Cl., Cuttitta F. Studies of uranium minerals: an alteration product of ianthinite. — «Amer. Miner.», 1954₂, vol. 39, No. 11—12, p. 1018—1020.

Fron del Cl., Meyrowitz R. Studies of uranium minerals: rutherfordine, diderichite and clarkeite. — «Amer. Miner.», 1956, vol. 41, No. 1—2, p. 127—133.

Fron del J. W. Studies of uranium minerals (VII): zeunerite — «Amer. Miner.», 1951, vol. 36, No. 3—4, p. 249—255.

Fron del J. W., Cuttitta F. Studies of uranium minerals: the status of billietite and becquerelite. — «Amer. Miner.», 1953, vol. 38, No. 11—12, p. 1019—1024.

Gabelman J. W., Krusiewski J. V. Uranium deposits of Mexico. — «Con. Atom. Energy.» USA, 1967, 150 p.

Gaines R. V. Moctezumite, a new lead uranyl tellurite. — «Amer. Miner.», 1965, vol. 50, No. 9, p. 1158—1164.

Gaines R. V. Cliffordite—a new tellurite mineral from Moctezuma, Sonora, Mexico. — «Amer. Miner.», 1969, vol. 54, No. 5—6, p. 697—701.

Gaines R. V. Schmitterite, a new uranyl tellurite from Moctezuma, Sonora. — «Amer. Miner.», 1971, vol. 56, No. 3—4, p. 411—415.

Gallagher M. J., Atkin D. Meta-ankoleite hydrated potassium uranyl phosphates. — «Bull. Geol. Surv. Great Brit.», 1966, No. 25, p. 49—54.

Garrels R. M. Some thermodynamic relations among the uranium oxides

and their relation to the oxidation states of the uranium ores of the Colorado Plateaus. — «Amer. Miner.», 1955, vol. 40, No. 11—12, p. 1004—1021.

Gaubert. Produits de déshydratation de quelques phosphates et orientation du chlorure de beryum sur les minéraux du groupe de l'autunite. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1904, t. 22, p. 222—223.

Genth F. A. Examination of the North Carolina uranium minerals. — «Amer. Chem. Soc. Journ.», 1879, vol. 1, p. 89—97.

Gorman D. H. Studies of radioactive compounds: Sklodowskite. — «Canad. Mineralogist.», 1957, vol. 6, pt. 1, p. 52—60.

Gorman D. H., Nuffield E. W. Studies of radioactive compounds uranophane and beta-uranophane. — «Amer. Miner.», 1955, vol. 40, No. 7—8, p. 634—645.

Gruner J. W. Syntheses of uranium minerals at room and elevated temperatures. — «Amer. Miner.», 1953, vol. 38, No. 3—4, p. 342—368.

Gruner J. W. The chemical formula of clarkeite. — «Amer. Miner.», 1954, vol. 39, No. 9—10, p. 836—838.

Guillemain C. Contribution à la minéralogie des arsénates, phosphates et vanadates de cuivre. 1) Arsénates de cuivre. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1956, vol. 79, No. 1—3, p. 7—95.

Guillemain C. Contribution à la minéralogie des arsénates, phosphates et vanadates de cuivre. 2) Phosphates et vanadates de cuivre. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1956, t. 79, No. 4—6, p. 219—274.

Guillemain C., Pierrot R. La schoepite du gîte de Margnac II. Haute Vienne. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1956, t. 79, No. 1—3, p. 182—183.

Guillemain C., Protas J. Ianthinite et wyartite. — «Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1959, t. 82, No. 1—3, p. 80—86.

Hallimond A. F. The crystallography and dehydration of torbernite. — «Miner. Mag.», 1915, vol. 17, No. 82, p. 326—339.

Hallimond A. F. Meta-torbernite. — «Miner. Mag.», 1920, vol. 19, No. 89, p. 43—47.

Hamilton P. K., Kerr P. F. Umohoite from Cameron, Arizona. — «Amer. Miner.», 1959, vol. 44, No. 11—12, p. 1248—1260.

Hogarth D. D. Meta-zeunerite, kasolite and cuprosklodowskite in Canada. — «Amer. Miner.», 1951, vol. 36, No. 5—6, p. 411—414.

Hogarth D. D., Nuffield E. W. Phosphuranylite and dewindite. — «Amer. Miner.», 1954, vol. 39, No. 5—6, p. 444—447.

Kamhi S. R. An X-ray study of umohoite. — «Amer. Miner.», 1959, vol. 44, No. 9—10, p. 920—925.

Kelly L. The Bickroft Pegmatites. — «Canad. Mining Journ.», 1956, vol. 6, p. 61—70.

Kidd D. E., Haycock M. H. Mineragraphy of the ores of Great Bear Lake. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1935, vol. 46, No. 6, p. 879—960.

Leo G. W. Autunite from Mt. Spokane, Washington. — «Amer. Miner.», 1960, vol. 45, No. 1—2, p. 99—128.

MacDonald B. C., Kerimeen J. S. The Geology of Beaverlodge. — «Canad. Mining Journ.», 1956, No. 6, p. 1—7.

Mawdsley J. B. Radiactive, pronouncedly differentiated pegmatite sill, Lac la Ronge District, Northern Saskatchewan. — «Econ. Geol.», 1954, vol. 49, No. 6, p. 616—624.

Mozzi F., Garavelli C. L., Rinaldi F. Ricerche strutturali sulla parsonsite. — «Rendiconti Soc. miner. Italiana.», 1959, An. 15, 364—365.

Melon J. Analyse et composition de la fourmarierite. — «Ann. Soc. Géol. Belg.», 1924, t. 47, B200—B202.

Melon J. Contribution à l'étude de la kasolite. — «Bull. Acad. Roy. Belg.», Cl. sci., 1934, ser. 5, t. 20, p. 178—182.

Mrose M. E. Studies of uranium minerals saléeite from Schneeberg, Saxony. — «Amer. Miner.», 1950, vol. 35, No. 7—8, p. 525—530.

Mrose M. E. Studies of uranium minerals: synthetic uranospinites. — «Amer. Miner.», 1953, vol. 38, No. 11—12, p. 1159—1168.

Muto T. Parageneses of the minerals of the Ningyo-togé mine.—«Miner. Journ.», Japan, 1961, vol. 3, No. 4, p. 195—222.

Muto T. The precipitation environment of Ningyoite.—«Miner. Journ.», Japan., 1962, vol. 3, No. 5—6, p. 306—337.

Une nouvelle espèce minérale: la meta-iodévitte.—«Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1972, vol. 88. N° 3, p. 422—425, H. Arginier F., Chantrez, J. Gefroy e. a.

Nuffield E. W., Milne I. H. Studies of radioactive compounds VI. Metauranocircite.—«Amer. Miner.», 1953, vol. 38, No. 5—6, p. 476—488.

Page L. R. Uranium in pegmatites.—«Econ. Geol.», 1950, vol. 45, No. 1, p. 12—34.

Pierrot R., Toussaint J., Verbeek T. La guilleminite, une nouvelle espèce minérale.—«Bull. Soc. franc. Min., Crist.» 1965, t. 88, N° 1. p. 132—135.

Pougnon A., Moreaux M. Les gisements à parsonsite de Lachaux. Sciences de la terre, 1955, vol. 3, N° 1—2.

Postdevin H., Brasseur H. Consideration sur les propriétés et les constitutions de certains minéraux uranifères.—«Bull. Acad. Roy. Belg.», Cl. sci., 1958, vol. 44, p. 874—912.

Protas J. Propriétés et synthèse d'un oxyde hydrate d'uranium et de calcium de Schinkolobwe. C. R., Paris, 1957, vol. 244, N° 24, p. 2942.

Protas J. Contribution à l'étude des oxydes d'uranium hydratés.—«Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1959, vol. 82, N° 7—9, p. 272—233.

Protas J. Recherches sur la structure cristalline de la curite.—«C. R.», Paris, 1963, vol. 257, N° 13, p. 1919.

Protas J. Nne nouvelle espèce minérale la compreignacite $K_2O6UO_3 \times nH_2O$.—«Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1964, vol. 87, No 3, p. 365—371.

Protas J., Granger M. M. Etude de la structure cristalline de la compreignacite.—«Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1965, vol. 88, N° 2, p. 211—213.

Protas J., Rerat C. Contribution à l'étude des oxydes d'uranium hydratés. billietite.—«C. R.», Paris, 1962, vol. 255, N° 16, p. 1959.

Pulou R. Méta-uranocircite d'Entraygues (Aveyron).—«Bull. Soc. franc. Min., Crist.», 1957, vol. 80, N° 1—3, p. 32—38.

Ross V. Studies of uranium minerals: synthetic hydrogen-autunite.—«Amer. Miner.», 1955, vol. 40, No. 9—10, p. 917—919.

Ross V. Studies of uranium minerals: XXII. Synthetic calcium and lead uranyl phosphate minerals.—«Amer. Miner.», 1956, vol. 41. No. 11—12, p. 915—926.

Ross M. The crystallography of meta-autunite.—«Amer. Miner.», 1963, vol. 48, No. 11—12, p. 1389—1393.

Ross M., Evans H. T. Studies of the torbernite minerals (III): Role of the interlayer oxonium, potassium, and ammonium ions, and water molecules.—«Amer. Miner.», 1965, vol. 50, No. 1—2, p. 1—13.

Sampson S., Sillen L. G. Die Kristallstruktur des Bariumuranates. Nichtexistenz der UO_4 —Gryppe. Ark. kemi, min., geol., 1948, Bd. 25, H. 6, S. 11—16.

Schoep A. Sur la parsonsite, nouveau mineral radioactif.—«C. R.», Paris, 1923, vol. 176, p. 171—173.

Schoep A. Splitsingen, corrosiefiguren en monokliene symmetrie van saléiet; epitaxie op metatorbernit. K. Vlaamsche.—«Acad. Wetensch.», 1939, Belgie, Verh. 1, p. 65—70.

Schoep A., Scholz. Sur les minéraux uranifères découverts à Wölsendorf (Bavière), et sur un nouveau minéral d'uranium.—«Bull. Soc. belge géol.», 1931, vol. 42, p. 71—75.

Schoep A., Stradiot S. Additional data of the properties of becquerelite and billietite.—«Amer. Miner.», 1947, vol. 32, No. 5—6, p. 344—350.

Schoep A., Stradiot S. Crystal of paraschoepite.—«Amer. Miner.», 1948, vol. 33, No. 7—8, p. 513—514.

Schoep A., Stradiot S. Paraschoepite and epianthinite—two new uranium minerals from Shinkolobwe (Belgian Congo).—*Amer. Miner.*, 1948, vol. 33, No. 7—8, p. 513—514.

Schrauf A. Chalkolith und Zeunerite nebst Bemerkungen über Walpurgin und Trögerite. *Tscherm. Miner., Petrogr. Mitt.*, 1872, Bd. 2, p. 181—189.

Schreyer J. M., Baes C. F. The solubility of uranium (VI) orthophosphates in phosphoric acid solutions.—*Journ. Amer. Chem. Soc.*, 1954, vol. 76, No. 2, p. 354—357.

Simpson E. S. Radium-uranium ores frome Wodgina.—*Bull. Western Australia Geol. Survey*, 1912, vol. 48, p. 9—12.

Smith D., Gruner W., Lipscomb W. The crystal structure of uranophane $\text{Ca}(\text{H}_3\text{O})_2(\text{UO}_2)_2\text{SiO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ —*Amer. Miner.*, 1957, vol. 42, No. 9—10, p. 594—618.

Spence H. S. Pegmatite minerals of Ontario and Quebec.—*Amer. Miner.*, 1930, vol. 15, No. 9, p. 430—450.

Stern T. W., Annel C. S. A second locality of novacekite.—*Amer. Miner.*, 1954, vol. 39, No. 7—8, p. 675—676.

Takano Y. X-ray study of autunite.—*Amer. Miner.*, 1961, vol. 46, No. 7—8, p. 812—822.

Thoreau J., Vaes J. F. La saleite nouveau minéral uranifère.—*Bull. Soc. belge geol.*, 1932, vol. 42, p. 96—100.

Thoreau J., du Trieu de Terdonck R. Le gite d'uranium de Schinkolobwe-Kasolo (Katanga) Bruxelles. 1933, 54 p.

Thoreau J. Caractères cristallographiques de la billietite et de la vanderriesscheite.—*Ann. Soc. geol. Belg.*, 1948, t. 71, B76—B78.

Toussaint J. Sur la structure de la wölsendorffite de Shinkolobwe.—*Ann. Soc. geol. Belg.*, 1961, t. 84, N° 4, B 365—B 373.

Vaes J. Six nouveaux minéraux d'urane provenant de Shinkolobwe (Katanga).—*Ann. Soc. geol. Belg.*, 1947, t. 70, N° 4—6, B 212—B 230.

Vaes J. Becquerelite ou billietite.—*Ann. Soc. geol. Belg.*, 1949, t. 72, N° 7—8, B 237—B 243.

Vaes J. Cousiniet, een neew uranmineral.—*Geol. en mijnb. Noewe serie.*, 1958, No. 12, p. 449.

Vickers R. C. An occurrence of autunite in Lawrence County South Dakota.—*U. S. Geol. Surv. Circ.*, 1953, No. 286, p. 5.

Volborth A. Strontian meta-autunite from the Daybreak Mine, Mt. Spokane, Washington.—*Amer. Miner.*, 1959, vol. 44, No. 7—8, p. 702—711.

Walenta K. Die sekundären Uranminerallen des Schwarzwaldes.—*Jahreshefte Geol. Landes.*, 1958, Bd. 4, S. 17—52.

Walenta K. Ein Vorkommen von Uranocircite in südlichen Schwarzwalde.—*N. Jb. Min.*, 1960, Monatsh., H. 5, S. 116—119.

Walenta K. Über die Barium—Uranylphosphat mineralien Uranocircit I. Uranocircit II, Meta—Uranocircit I. Meta—Uranocircit II von Menzenschwand um südlichen Schwarzwald.—*Jahresh. Geol. Landesamtes*, 1963, Bd. 6, S. 113—184.

Walenta K. Beiträge zur Kenntnis seltener Arsenatminerallen unter besonderer Berücksichtigung von Vorkommen des Schwarzwaldes.—*Tscherm. Min., Petr. Mitt.*, 1964, Bd. 9, H. 1—2, S. 111—174.

Walenta K. Die Uranglimmergruppe.—*Chemie der Erde*, 1965, Bd. 24, H. 3—4, S. 254—272.

Walenta K. Hallimondite, a new uranium mineral from the Michael Mine near Reichenbach (Black Forest, Germany).—*Amer. Miner.*, 1965, vol. 50, No. 9, p. 1143—1153.

Walker T. L. The crystalline symmetry of torbernite.—*Amer. Journ. Sci.*, 1898, 4-th ser., vol. 6, 41 p.

Wappler G., Schubert G. Phosphuranylit von Bergen.—*Dtsch. Ges. Geol. Wiss.*, 1969, Bd. 14, Nr. 4, S. 257—261.

Weissbach A. N. Über Trögerit.—*N. Jb. Min.*, 1871, S. 869—870.

Weissbach A. Neue Uranerze von Neustädte bei Schneeberg.—*N. Jb. Miner., Jahrg.*, 1873, 315 S.

Weiss A., Hofmann U. Reactionen in Innern des Schichtgitters von Uranglimmern.—«*Js. Naturforsch.*», 1952, Bd. 7b, S. 362—363.

Weiss A., Haril K., Hofmann U. Über organophile Uranglimmer.—«*Zs. Naturforsch.*», 1957₁, Bd. 12b, S. 351—355.

Weiss A., Haril K., Hofmann U. Zur Kenntnis von Monohydrogen—uranylphosphat $\text{HUO}_2\text{PO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ und Mono—hydrogen—uranylarsenat $\text{HUO}_2\text{AsO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.—«*Zs. Naturforsch.*», 1957₂, Bd. 12b, S. 669—671.

Weiss A., Taborszky F., Haril K., Trögger E. Zur Kenntnis des Uranminerals Trögerit.—«*Zs. Naturforsch.*», 1957, Bd. 12b, S. 356—358.

Wells R. C. Uraninite from Placer de Guadalupe Chihuahua.—«*Amer Miner.*», 1930, vol. 15, No. 10, p. 470—473.

Wyant D. G., Stugard F. Secondary Uranium Deposits in the United States.—«*Geol. Surv. Circ.*», 1952, p. 220.

Zahariassen W. H. The crystal structure of the potassium uranyl fluoride.—«*Acta Cryst.*», 1954₁, vol. 7, 783 p.

Zahariassen W. H. Crystal structure of magnesium orthouranate.—«*Acta Cryst.*», 1954₂, vol. 7, 788 p.

СОДЕРЖАНИЕ

	<i>Стр.</i>
Предисловие	3
Часть I. Минералогические типы зон окисления гидротермальных месторождений урана и их классификация	5
Формирование зоны окисления	5
Принципы подхода к изучению процессов окисления и формирования зоны окисления	5
Стадийность процесса окисления на урановых месторождениях	6
Зональность	33
О роли факторов, определяющих развитие зоны окисления	37
Классификация типов зон окисления	40
Зоны окисления собственно урановых месторождений и их прогнозные возможности	41
Зоны окисления уран-сульфидных месторождений и их прогнозные возможности	57
Зоны окисления сульфидно (теллуридно, селенидно)-урановых месторождений и их прогнозные возможности	94
Зоны окисления уран-титановых месторождений	111
Часть II. Особенности минералов группы урановых слюдок	114
О форме кристаллов урановых слюдок	115
Псевдоморфозы по урановым слюдкам и их значение как поисковых критериев	138
Псевдоморфозы глинистых минералов по урановым слюдкам	138
Псевдоморфозы гидроокислов железа по урановым слюдкам	141
Псевдоморфозы UO_2 по урановым слюдкам	143
Заключение	146
Список литературы	148

Лариса Николаевна Белова

**ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА**

Редактор издательства *Т. В. Колошина*
Технический редактор *З. А. Болдырева*
Обложка художника *Ю. Г. Асафова*
Корректор *А. П. Столярова*

Сдано в набор 20/1 1975 г.

Подписано в печать 20/VI 1975 г.

T-11720 Формат 60×90¹/₁₆ Бумага № 1 Печ. л. 10

Уч.-изд. л. 9,72 Тираж 1600 экз. Заказ № 47/4803-4

Цена 97 коп.

Издательство «Недра»,

103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете

Совета Министров СССР по делам издательств,
полиграфии и книжной торговли.

109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

АТЛАС минералов и руд редких элементов. Под ред. А. Н. Гинзбурга. 18 л. 4 р. 30 к.

Изданием атласа цветных фотографий впервые осуществляется попытка дать читателю возможно полное представление о внешнем виде редкометалльных минералов. Наряду с весьма редкими минералами (такими, как, например, согдианит, бромеллит, герделит) в атласе широко представлены и более распространенные, но не всегда легко диагностируемые минералы (например, берилл, сподумен, фенацит, поллуцит), а также почти все известные на сегодня типы руд бериллия, лития, цезия, ниобия и тантала.

Во вводной части кратко охарактеризованы генетические типы месторождений редких элементов, выделены наиболее важные и перспективные промышленные типы редкометалльных руд.

Книга предназначена для визуального определения трудно диагностируемых минералов редких элементов. Она может быть полезна для специалистов по цветному камню, а также для преподавателей, студентов вузов и широкого круга лиц, интересующихся минералогией.

ЗДОРНИК Т. Б. Здравствуй, камень! 8 л. 27 к.

В книге в доступной широкому кругу читателей форме дано объяснение таких основных свойств минералов, как цвет, блеск, форма кристаллов. Рассказано об использовании этих основных свойств в технике. Читатели найдут интересную информацию о роли рудных, красящих и поделочных минералов в истории материальной культуры.

Книга иллюстрирована цветными photographиями и рассчитана на читателей, интересующихся минералогией; особый интерес она представляет для учащихся средних школ и туристов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «книга—почтой» магазинов:

№ 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61

№ 59 — 127412, Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»