

ТЕКСТУРЫ
И СТРУКТУРЫ
УРАНОВЫХ РУД
ЭНДОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ УРАНОВЫХ РУД ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Под редакцией д-ра геол.-минер. наук
Р. П. ПЕТРОВА



МОСКВА АТОМИЗДАТ 1977

Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений.

Под ред. д-ра геол.-мин. наук Р. П. Петрова. М., Атомиздат, 1977, 208 с. + 128 с. вкладка. Авт.: Дымков Ю. М., Барсуков В. Л., Бойцов В. Е. и др.

Книга посвящена вопросам минералогии и парагенезиса эндогенных урановых руд с характеристикой их текстурно-структурных особенностей. Детально охарактеризованы форма и строение кристаллических и сферокристаллических зерен главных минералов урана — настурана, уранинита и коффинита. Показана картина метамиктного распада коффинита, ненадкевита, браннерита, давидита. Рассматриваются примеры гравитационных текстур, структуры одновременного отложения настурана, коффинита и браннерита, строение зерен ураноносного гармотома и др. Обсуждается влияние тонкого строения зерен, структур и текстур урановых руд на технологическую переработку.

Основная часть книги посвящена минералогии и парагенезису отдельных урановых месторождений или рудопроявлений с описанием текстур и структур U-Mo, U-Pb-Zn, U-Ni, U-Fe, U-Ti руд.

Книга предназначена для широкого круга минералогов, а также для специалистов и студентов, изучающих минералогию, генезис и технологию переработки урановых руд.

Рис. 237. Табл. 22. Список литературы 180 наименований.

Предисловие редактора	5
Введение. Ю. М. Дымков	7

**ЧАСТЬ ПЕРВАЯ
ИНДИВИДЫ МИНЕРАЛОВ УРАНА**

1.1. Индивиды сферолитовых минеральных агрегатов. Ю. М. Дымков	9
1.2. Уранинит и ориентировка волокон в сферокристаллах настурана. Е. Г. Павлов, Ю. М. Дымков, Г. А. Дымкова	17
1.3. Структуры распада коффинита и ненадкевита. Е. Г. Павлов, В. И. Жукова, Ю. М. Дымков	28
1.4. Диффузионная текстура агрегатных псевдоморфоз по сферолитам настурана. Ю. М. Дымков, Г. А. Дымкова, Е. Г. Павлов	36
1.5. Структуры роста и разложения в титанатах урана. Н. А. Кулик	43
1.6. Структурно-морфологические особенности и состав давидита. К. Г. Королев, В. С. Гайдукова, Г. В. Румянцева	51

**ЧАСТЬ ВТОРАЯ
ОСОБЫЕ ВИДЫ СТРОЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ
УРАНОНОСНЫХ ЖИЛ**

2.1. Обзор представлений о колломорфном строении агрегатов в урановых рудах. Е. М. Стрелкина	57
2.2. Минералогический уровень настурана. Ю. М. Дымков, Е. М. Стрелкина	61
2.3. О срастании коффинита, браннерита и настурана. В. Д. Козырьков	66
2.4. Ураноносный гармотом. В. Е. Бойцов, Ю. М. Дымков, Е. Г. Павлов	70
2.5. Пластическая деформация U-Se-руд. В. Е. Бойцов, Ю. М. Дымков, Е. Г. Павлов	76

**ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ
ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД, ОБРАЗОВАВШИХСЯ ПУТЕМ
ВЫПОЛНЕНИЯ ОТКРЫТЫХ ПОЛОСТЕЙ**

3.1. Минерализация ураноносных жил и текстуры руд месторождения U-Pb-Zn-формации. Ю. М. Дымков, А. В. Заварзин, Е. Н. Завьялов, Г. А. Дымкова, А. Г. Коршунова	79
3.2. Крустификационные жилы с U-Ni- и U-Zn-рудами. В. В. Казанцев	87
3.3. Структуры коффинит-молибденит-сульфидно-битумных агрегатов из кислых эффузивов варисского возраста. Л. С. Дубакина, Е. М. Стрелкина	94

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ
О ТЕКСТУРАХ РУД, ОБРАЗОВАВШИХСЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИ
И ПУТЕМ ВЫПОЛНЕНИЯ ОТКРЫТЫХ ТРЕЩИН

4.1. Минералогия и текстурно-структурные особенности руд уран-молибденового месторождения в фельзит-порфирах. <i>В. В. Казанцев</i> . . .	99
4.2. Текстуры и структуры руд молибденово-уранового месторождения в рассланцованных терригенно-осадочных породах. <i>Н. И. Волков</i> . . .	111
4.3. Пятнистые коффинит-настурановые руды месторождения в вулканогенно-осадочных породах. <i>Н. И. Волков, Ю. М. Дымков</i> . . .	128
4.4. Морфология и текстурные особенности гидротермальных жил месторождения У-Мо-формации. <i>В. Л. Барсуков</i> . . .	136

ЧАСТЬ ПЯТАЯ
ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД,
ОБРАЗОВАВШИХСЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИМ ПУТЕМ

5.1. О текстурах руд гидротермально-метасоматического У-Fe-месторождения. <i>В. И. Жукова</i> . . .	147
5.2. Текстурно-структурные особенности урановорудных альбититов. <i>К. Н. Чернецова, Ю. А. Мещерский</i> . . .	153
5.3. Текстуры браннеритовых руд. <i>Е. М. Стрелкина</i> . . .	157
5.4. О вкрапленных коффинит-браннеритовых рудах. <i>А. В. Заварзин</i> . . .	163

ЧАСТЬ ШЕСТАЯ
ВЛИЯНИЕ СТРОЕНИЯ ЗЕРЕН, СТРУКТУР И ТЕКСТУР
РУД НА ПРОЦЕССЫ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕРЕРАБОТКИ

6.1. Влияние строения индивидов настурана на процессы карбонатного и кислотного растворения. <i>Г. А. Дымкова, Ю. М. Дымков</i> . . .	168
6.2. Классификация промышленных урановых руд по технологическим признакам и оценка влияния текстур и структур руд на процессы переработки. <i>П. В. Прибытков</i> . . .	176
Приложение	193
Список литературы	195
Предметный указатель	203

Строение руд в широком смысле слова определяется их структурой и текстурой. К структуре относится совокупность признаков, связанных с морфологическими особенностями отдельных минеральных зерен, их взаимоотношениями друг с другом, к текстуре — совокупность признаков, обусловленных взаимоотношениями и формой минеральных агрегатов. Эти четкие, находящиеся в прямой связи с известными в петрографии определения для руд были впервые изложены А. Г. Бетехтиным. Позднее стала очевидна целесообразность отказа от прямого отождествления петрографических и минералогических понятий. Определение текстуры в приложении к рудам может быть лишено смысла без оценки пути образования и форм отложения именно тех минеральных агрегатов, которые содержат полезный компонент. Впервые такая зависимость была подчеркнута Ф. Н. Шаховым. С развитием представлений о многостадийности процессов рудообразования становится очевидным, что последняя не только определяет условия локализации рудных минералов, но и их преобразования, определяет не только морфологию отдельных минеральных зерен, но и их внутреннее строение. Именно поэтому границы между понятиями структура и текстура в приложении к рудам в значительной мере условны.

Более или менее крупные зерна в рудах нередко можно рассматривать как агрегат меньших по размеру зерен нескольких минералов, один из которых резко преобладает над остальными и определяет облик индивида. Внутреннее строение зерен зависит от состава и строения зерен окружающего агрегата; в свою очередь, индивидуальные особенности минерала оказывают влияние на развитие и внутреннего строения зерна, и структуры агрегата и текстуры руд. Эта замечательная взаимосвязь разномасштабных явлений для урановых руд устанавливается даже в тех случаях, когда содержание урановых минералов ничтожно мало.

Сказанное делает вполне понятным стремление составителя и одного из авторов книги Ю. М. Дымкова привлечь внимание чита-

телей к вопросам минералогии, парагенезиса урановых руд и особенностям их строения. Все текстуры и структуры эндогенных урановых руд, а также их технологические свойства связываются здесь не только с условиями образования месторождений, но и с природой самих урановых минералов, с внутренним строением их минеральных зерен.

Особый интерес для специалистов, занятых изучением рудных месторождений, представляют детальные описания формы и строения кристаллических и сферокристаллических зерен главных минералов урана — настурана, уранинита и коффинита, приведенные в первой части книги. Специфические особенности индивидов настурана — сферокристаллов и сферолитов и картины распада коффинита и других урановых минералов оказываются выдержанными и довольно однотипными в рудных агрегатах различного состава и строения. Во второй части монографии охарактеризованы особые виды строения минеральных агрегатов и приведены оригинальные примеры структур одновременного роста сферолитов настурана и формирования периодических агрегатов. Описания текстурных особенностей руд занимают основной объем книги. Здесь читатель найдет новые материалы о внутреннем строении классических крустификационных карбонатно-настурановых жил урано-свинцово-цинковых месторождений, ураноносных анкеритовых жил, содержащих арсениды никеля и кобальта, прожилково-вкрапленных руд урано-молибденовых месторождений и метасоматических урановых руд в железо-урановых и собственно урановых месторождениях. Особый интерес, несомненно, представляют предложения Н. И. Волкова по систематике текстур руд на примере одного из урано-молибденовых месторождений и вошедший в шестую часть книги раздел, написанный П. В. Прибытковым, оценившим влияние текстуры и структуры руд на эффективность процессов их технологической переработки.

Публикацию настоящей книги можно рассматривать как продолжение вышедших в Атомиздате в 1963, 1967 и 1969 гг. сборников и монографий по урановым месторождениям, зональности и парагенезису оруденения под редакцией Д. Я. Суражского. В то же время она отличается от этих работ своей минералогической направленностью. По числу взаимодополняющих микрофотографий, органически связанных с текстом и пояснительными схемами, работа не имеет себе равных. В то же время она, как и любая работа широкого плана, неизбежно страдает неполнотой приведения данных. Расшировка специфических условий образования руд и их технологической переработки с соответствующей документальной иллюстрацией могла бы послужить основой для публикации отдельных монографий по текстуре и структуре урановых руд для каждого генетического типа месторождений.

Текстуры и структуры руд, а также внутреннее строение минеральных зерен содержат обширную разностороннюю информацию, интересующую исключительно широкий круг лиц от студента-геолога до специалиста-технолога. И не случайно в последнее десятилетие повысился интерес к текстурно-структурным особенностям руд, что отразилось в появлении крупных монографий [10, 11, 131] и руководств [69, 124]. Резко возросло внимание к внутреннему строению зерен рудных минералов. В этом плане помимо сводок [101] недавно появилась серия детальных описаний строения зерен касситерита [57, 72], золота [89], магнетита [109, 110] и др., решающих важные вопросы оценки зональности оруденения, ступенчатости минералообразования или переотложения минералов.

В зависимости от целей выбираются разные подходы к изучению текстур и структур руд:

1) генетический подход, преследующий в качестве конечной цели установление некоторых условий образования руд; текстуры и структуры рассматриваются при таком подходе как показатель механизма или способа образования руд (отложение в открытых пустотах, перекристаллизация, метасоматоз и т. д.);

2) рудно-геологический подход (с позиций рудничного геолога, разведчика или поисковика), позволяющий изучать текстуры и структуры как типоморфный признак отдельных типов руд с целью использования этого признака при их документации, при установлении зональности и т. п.;

3) технологический подход, предопределяющий изучение текстур и структур руд в плане пространственного положения (распределения) рудных компонентов; текстуры и структуры здесь рассматриваются как определенный технологический параметр.

При минералогическом изучении текстурно-структурных особенностей руд часто ставятся комплексные задачи, поэтому возникают различные комбинации перечисленных подходов. Так, например, в рудно-геологической практике текстуры и структуры иногда

рассматриваются в качестве типоморфных признаков различных минеральных агрегатов как в пределах рудного тела, так и в измененных рудных породах, что необходимо, например, для выявления стадий минерализации: на основе изучения текстур и структур руд или иных минеральных агрегатов ищут возрастные критерии отдельных групп минералов, относительное время образования рудных минералов, условия образования руд.

Предлагаемая книга, будучи первой монографией, максимально насыщенной данными по текстурам и структурам эндогенных урановых руд, естественно, не может восполнить целиком те пробелы, которые остались нерешенными в общем плане. Однако она содержит новую обширную и ценную информацию практически по всем актуальным вопросам минералогии урана.

Поскольку количество генетической информации во многом зависит от детальности исследования, генетический подход осуществляется преимущественно при описании и анализе минеральных зерен. Этому вопросу посвящена первая часть книги.

Основные разделы книги содержат материалы по текстурам и структурам руд эндогенных месторождений, расположенных в плане классификации Д. Я. Суражского [121, 122].

Заключительная часть книги отражает технологический подход к изучению внутреннего строения зерен, текстур и структур руд.

Специфика главнейших минералов урановых руд — уранинита, настурана, коффинита, браннерита, ненадкевита и давидита — непостоянство состава, физических свойств, примесей и внутреннего строения, гетерогенность и метамиктность. В связи с этим отдельные разделы содержат необходимые материалы по диагностике урановых минералов.

Работы над монографией были начаты секцией минералогии радиоактивных элементов Московского отделения Всесоюзного минералогического общества. В связи с резким (на одну треть) сокращением первоначально запланированного объема книги в отдельных разделах не удалось избежать фрагментарности изложения, полностью исключены геологические характеристики месторождений, сокращены число иллюстраций и список литературы.

В подготовке рукописи к печати большую помощь оказала Е. М. Стрелкина, взявшая на себя труд ученого секретаря редколлегии (ею же совместно с А. Г. Коршуновой составлен предметный указатель); большая техническая помощь оказана Г. С. Ивановой, фотографом Д. П. Бабаевым, лаборантом Г. В. Кругловой.

Основная часть шлифов и полировок изготовлена Д. П. Бочарниковым и М. Н. Серяпиной, а фотоотпечатков с рабочих негативов — В. П. Герцевым.

ИНДИВИДЫ МИНЕРАЛОВ УРАНА

1.1. ИНДИВИДЫ СФЕРОЛИТОВЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ

Основная форма выделений главного минерала урановых руд — настурана — сферолиты и сферолитовые агрегаты. Поскольку структура руд определяется формой, размером и способом сочетания зерен [10], т. е. индивидов, возникает вопрос: можно ли рассматривать сферолит или другие сложные образования (например, так называемые почки настурана) как индивиды? Представления о сферолитах как индивидах и агрегатах развивались А. В. Шубниковым [132, 135], Д. П. Григорьевым, А. Г. Жабиным [37, 38] и др.; они были вновь рассмотрены в работах одного из авторов [42], Б. В. Бродина [16], Н. М. Малеева [82] и Н. П. Юшкина [136]. Все эти работы позволяют решать вопрос в общем виде, в то время как минераграфические и электронно-микроскопические данные о механизме расщепления зародышевых центров уранинита [44] — в конкретном плане для настурана.

Вопрос о том, куда относить сферолиты — к индивидам или агрегатам, — здесь решается в общей форме на основе ранее изложенных соображений [42], поддержанных и развитых Н. П. Юшкиным [136].

Характерным признаком, который может быть положен в основу определений понятий «индивид» и «агрегат», поскольку речь идет о твердых, кристаллических телах, является способность этих тел образовывать при росте в идеальных условиях правильные симметричные фигуры.

Индивид — устойчивая для данных условий форма существования минерального вида, обладающая при идеальном развитии в силу упорядоченности слагающих его частиц, в том числе субиндивидов различных порядков, всеми признаками геометрически правильных тел, и прежде всего четкими элементами симметрии.

Агрегат — скопление сросшихся или разобщенных¹ индивидов, не обладающее при идеальном развитии четкими признаками сим-

¹ См. возражения С. А. Руденко и др. [108].

метричных тел. «Идеальное развитие» в определениях индивида и агрегата предусматривает отсутствие случайного искажения форм минерального тела («собственная симметрия» по А. В. Шубникову [133]). Промежуточное положение имеют некоторые минеральные тела, например, оолиты, нодули, конкреции, овоиды.

Для решения вопросов номенклатуры и генезиса текстур и структур сферолитовых минеральных агрегатов (руд) наиболее важное значение имеют взаимоотношения между индивидами и внутреннее строение индивидов, т. е. определение отношения между понятиями **индивид** и **субиндивид**.

Если индивид — это целое, в идеальном развитии конечное, неделимое (без разрушения целостности) геометрически правильное тело [134], то субиндивид — это часть целого, самостоятельно не существующая.

Геометрическая упорядоченность достигается различным путем (она может быть первичной или вторичной), имеет свою историю и несет определенную генетическую информацию. Отдельные кристаллы, например с отчетливо зональным строением, имеют в основании некоторых зон агрегатное строение, переходящее к периферии в «монокристаллическое». Сложное зональное и блоковое строение имеют даже мельчайшие кристаллы — «зародыши» уранинита (рис. 1.1).

В сферолитах часто наблюдается аналогичная картина: зоны, слагающие сложные сферолиты («почки»), сами представляют собой почковидные корки — агрегат одновременно растущих сферолитов. В некоторых случаях строение сферолитов еще более сложное.

Известно, что кристалл может быть построен из частиц различных уровней сложности. На атомарном или молекулярном уровне решетка обладает «дальним порядком», т. е. многократной периодичностью атомарных плоских сеток. В связи с этим под упорядоченным состоянием частиц, слагающих кристалл, начиная от атомов и молекул и кончая субкристаллами (или субиндивидами), можно понимать параллельность слоев этих частиц во всех направлениях либо закономерное нарушение параллельности (с радиальным, тангенциальным и любым иным расположением дефектов).

По мере роста индивида число различных дефектов увеличивается, в то время как влияние их не ослабевает (существующие дефекты вызывают появление новых дефектов — своего рода автокатализ). Этим, по-видимому, и можно объяснить подмеченную Б. В. Чесноковым и В. И. Кайновым [127] закономерность: чем крупнее кристалл, тем сильнее в его внешней симметрии сказывается влияние симметрии окружающей среды. Симметрия среды — лишь один из факторов диссимметризации индивидов. На-

блюдения показывают, что таких факторов существует много, и все они в итоге приводят к искажению форм сферолитов, к усложнению структуры сферолитовых агрегатов.

Чем крупнее сферокристалл, тем дольше он рос, тем богаче его индивидуальная история развития (онтогенезис), тем больше информации о событиях он несет. Процесс перекристаллизации и

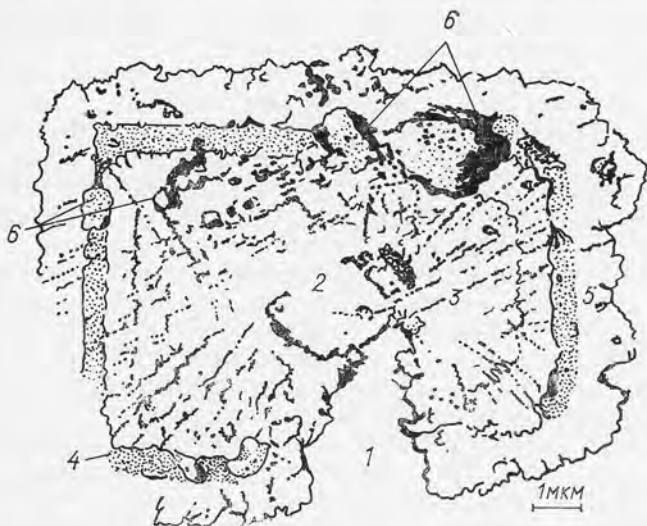


Рис. 1.1. Внутреннее строение кристалла уранинита. Зарисовка по электронно-микроскопическому фотоснимку самооттененной целлюлозно-угольной реплики с аншлифа, протравленного азотной кислотой:

1 — кварц; 2 — зародышевый кристалл (центр роста); 3 — ямки травления по границам блоков; 4 — протравившаяся зона (зона насыщения ямками травления); 5 — внешняя столбчатая зона кристалла; 6 — нерастворимые (в азотной кислоте) включения

изменения минерала (например, метамиктный распад) затрудняет получение генетической информации, особенно о процессах зарождения и роста его индивидов.

Любое закономерное искажение форм можно рассматривать как результат закономерного изменения упорядоченности слагающих их частей. Поэтому к реальным индивидам могут быть отнесены не только идеальные кристаллы, скелетные кристаллы, сферокристаллы или соответствующие «зерна», но и мозаичные кристаллы, дендриты, сферолиты. Все они также могут образовывать при доращении геометрически правильные тела, но это будут индивиды различных уровней сложности.

Следует отметить, что аксиальная радиальная упорядоченность игольчатых субиндивидов в сферолитах возникает в результате геометрического отбора удлинённых кристаллических зерен, а такого рода образования отнесены Б. В. Бродиным [16] к агрегатам. Однако, образуя почковидные корковые агрегаты, такие сферолиты ведут себя по существу так же, как сферолиты-сферокристаллы. Подобным образом ведут себя при построении агрегатов и почки настурана, представляющие, по терминологии Б. Попова [169], сферокристаллические сферолиты.

Развитие твердых минеральных веществ в природе происходит путем различного рода агрегации, при которой степень упорядоченности частиц в зависимости от условий снижается или возрастает. В первом приближении упорядоченность проявляется при росте и перекристаллизации индивидов и агрегатов, разупорядоченность — при разрушении индивидов. Влияние среды как внешнего фактора проявляется через внутренние изменения — упорядоченность. Каждый внешний фактор, естественно, влияет преимущественно на тот или иной вид или степень упорядоченности. Температура может повлиять на упорядоченность кристаллической решетки, пересыщение — на упорядоченность субиндивидов.

Агрегация частиц в индивиде подразумевает контакт между частицами — субиндивидами всех порядков. Контакт может быть различным по характеру границ, но не обязательно полным (дендритный рост). Включения иных минералов, а также различного рода твердых, жидких и газовых фаз в индивиде являются объемными дефектами индивида. В ряде случаев индивид рассматривается как среда¹.

Агрегат в отличие от индивида, где субиндивиды имеют частичный или полный, но всегда непосредственный контакт друг с другом, может состоять из разобшенных зерен, т. е. в таком агрегате индивиды одного минерала или вещества могут соединяться друг с другом через иную фазу, иной минерал.

Диффузионные процессы в упорядоченных индивидах локализируются в участках, определяемых архитектурой индивидов и субиндивидов, т. е. структурой среды. Участки диффузионного изменения минерала в индивидах, имеющие геометрически правильную форму и реликтовую упорядоченность, отнесены к агрегатам, так как симметрия их вызвана целиком симметрией среды, а структурная (и текстурная) упорядоченность является реликтовой, или унаследованной. Примером таких форм могут служить участки

¹ Общие вопросы взаимоотношений индивидов и сред получили оригинальное решение в работе А. В. Шубникова [134]. В отношении сферолитов эти вопросы детально рассмотрены в работе [44].

изменения сферолитов различных минералов, в том числе сфалерита, малахита и настурана, напоминающие в срезе «фигуры вращения», образующиеся при одновременном росте (рис. 1.2). В связи с этим и вторичную периодичность, возникающую при таком диффузионном замещении, можно рассматривать как агрегатное изменение отдельных зон (субиндивидов) сферолитов (индивидов).

Каждый индивид в своем развитии может стать субиндивидом для продукта более высокого уровня агрегации вещества, и в то же время сам может быть построен из субиндивидов. В почковидных корках настурана индивидами служат сложные сферолиты — почки, состоящие из агрегата одновременно разрастающихся сферокристаллических сферолитов — субиндивидов, которые состоят из субиндивидов второго порядка — сферокристаллических пучков.

Структурной единицей в индивидах служат субиндивиды разных порядков. Морфология и размеры субиндивидов первого порядка и их взаимоотношения (степень и способ упорядоченности) определяют текстуру индивида.

Морфология и размеры субиндивидов более высоких порядков и их взаимоотношения определяют структуру субиндивидов и индивидов. Соответственно числу порядков субиндивидов в индивидах структуры и текстуры последних также должны иметь свой порядок. Структура — всегда часть, точнее, деталь строения текстуры в сопоставимых по масштабу объектах.

Из индивидов образуются агрегаты. Отдельные агрегаты могут являться определенным структурным элементом, участвующим в построении более сложных агрегатов. Такие составные части сложных агрегатов можно рассматривать как субагрегаты. Структурной единицей простого минерального агрегата является индивид, а сложного агрегата — субагрегат. Субагрегаты в агрегатах также могут быть частично упорядочены.

Морфология, размеры индивидов и их взаимоотношения, включая степень упорядоченности, определяют структуру мономинер-

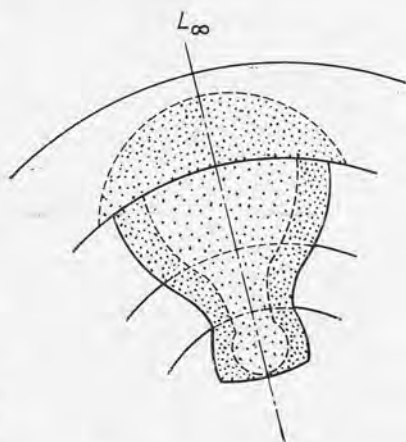


Рис. 1.2. Участок изменения сферокристалла в виде «фигуры вращения» (схема)

рального агрегата. Морфология агрегатов и субагрегатов и взаимоотношения субагрегатов между собой определяют текстуру мономинерального агрегата. Агрегат может также явиться отдельной стадией роста при образовании индивида или субиндивида.

Попытаемся теперь применить изложенные соображения к систематике сферолитовых агрегатов, т. е. агрегатов, состоящих (или включающих) из сферолитов или сферокристаллов минералов. При этом под сферолитами мы будем понимать сложные индивиды, образовавшиеся в результате геометрического отбора разра-

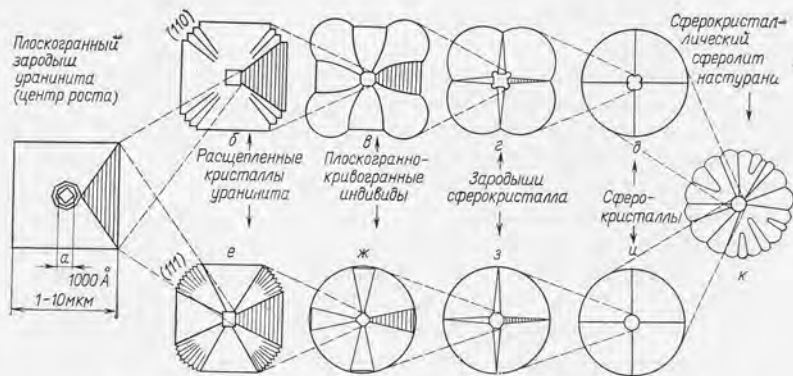


Рис. 1.4. Образование сферокристаллических сферолитов настурана путем скелетного (верхний ряд) и радиально-нормального (нижний ряд) расщепления кубических и кубо-октаэдрических кристаллов уранинита (схемы *аб—дк* — наблюдаемый ряд, *ае—ик* — предполагаемый путь развития)

стающихся игольчатых или пластинчатых субиндивидов и характеризующиеся прерывистой или непрерывной радиально-аксиальной упорядоченностью субиндивидов (в том числе и сферокристаллических пучков). К сферокристаллам отнесем, как это принято, простые сферические индивиды, образовавшиеся путем беспрерывного расщепления пирамид роста определенных граней и характеризующиеся в связи с этим кристаллической непрерывностью. Внутреннее строение, особенности кристаллографической (и оптической) ориентировки сферолитов и сферокристаллов различны, однако в агрегатах они имеют сходное положение.

Сферокристаллы и сферолиты иногда называют закрытыми, когда их поверхность построена тесно сросшимися головками игольчатых субиндивидов, и открытыми, когда индивиды сложены разобщенными иглами субиндивидов (рис. 1.3) ¹. Открытые сферо-

¹ Все микрофотографии см. в Приложении (после с. 192).

литы являются аналогами дендритных форм (дендритные сферолиты), если рассматривать иглу как одномерный дендрит. Открытые сферокристаллы можно отнести к аналогам скелетных форм (скелетные сферокристаллы). Для настурана характерны закрытые сферокристаллы, для коффинита — открытые, хотя встречаются и закрытые формы.

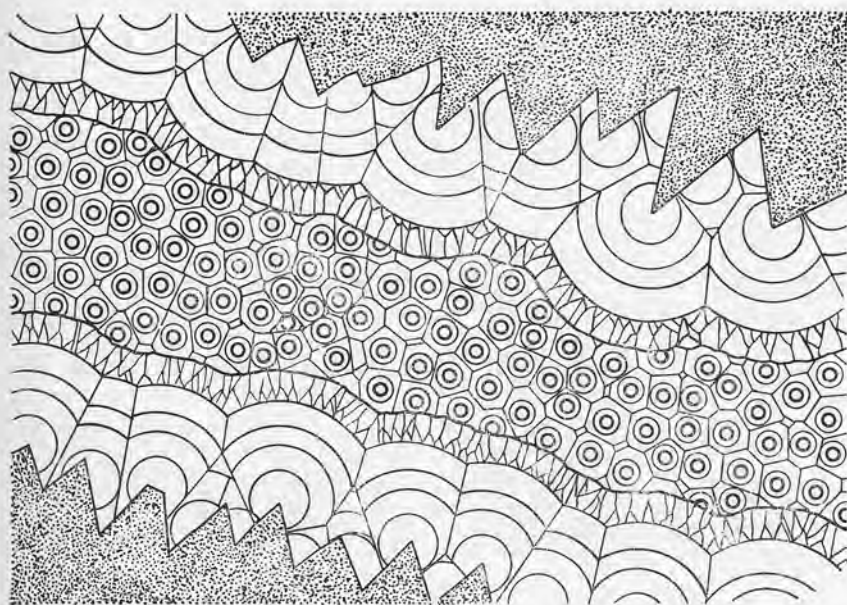


Рис. 1.5. Две генерации настурана. Пространство между сферолитовыми корками настурана I, обрастающими кристаллические корки карбоната, выполнено плотным сферолито-зернистым агрегатом настурана II

Имеющиеся данные [44] позволяют нарисовать картину эволюции индивидов настурана, начиная с образования центров кристаллизации и кончая сферокристаллическими сферолитами (рис. 1.4).

Поскольку индивиды одного минерального вида растут примерно с одинаковой скоростью, при одновременном зарождении они будут иметь практически один и тот же размер. При неоднократном зарождении появляются индивиды разных размеров (рис. 1.5). В одних участках у них есть возможность разрастаться, в других такая возможность отсутствует.

При одновременном зарождении в рудах встречаются индивиды настурана, остановившиеся в своем развитии на той или иной

Внутреннее строение (архитектура) индивидов

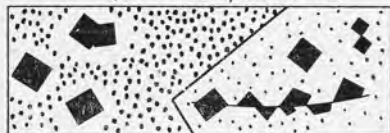
Кристаллы



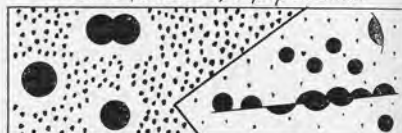
Сферолит Сфероидолит



Мета (бласто) кристаллы



Мета (бласто) сферолиты



Скелетный кристалл и дендрит



Скелетный сферолит и сферолитовый дендрит



Пойкилиты



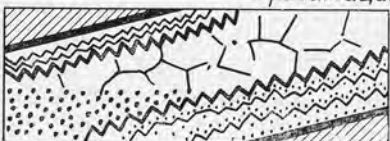
Друзы



Зернистые агрегаты



Гравитационные текстуры



стадии расщепления, т. е. индивиды, имеющие одинаковый уровень организации. При одновременном зарождении в рудах можно встретить совместно индивиды различной сложности.

Первой ступенью развития индивидов являются плоскогранные зародышевые кристаллы уранинита. Такие кристаллы-зародыши имеют размеры от 1000 Å до 10 мкм (см. рис. 1.4,а). Они служат центрами роста расщепленных кристаллов (см. рис. 1.4,б), плоскогранно-кривогранных форм и других зародышевых сферокристаллов. Образуя тонкую вкрапленность в породах и минералах, кристаллы уранинита «микронных» размеров создают «невидимое», рассеянное оруденение, микрогнезда и иные микроскопления. Во всех таких случаях, с позиций Д. П. Григорьева [35], они могут рассматриваться как индивиды уранинита.

Известны скопления расщепленных кристаллов и других зародышевых форм настурана, остановившихся в своем развитии на определенном уровне. Гипертрофированные плоскогранно-кривогранные зародыши также могут достигать десятков микрометров. Сферокристаллы можно встретить в мелкозернистых агрегатах настурана; сферокристаллические сферолиты — индивиды почковидных корок и гнезд.

Сферокристалл и сферолит подобно плоскогранным индивидам имеют радиальные и тангенциальные элементы внутреннего строения (текстуры индивида); они образуют скелетные формы и дендриты, пойкилиты и метасферолиты, являются такой же составной частью (сферолито-) вкрапленных, (сферолито-) зернистых (см. рис. 1.5), (сферолито-) друзовых и иных агрегатов (рис. 1.6).

1.2. УРАНИНИТ И ОРИЕНТИРОВКА ВОЛОКОН В СФЕРОКРИСТАЛЛАХ НАСТУРАНА

В результате минералогических исследований последних лет показано, что сферокристаллы и сферокристаллические сферолиты настурана образуются в результате расщепления зародышевых кристаллов уранинита [44]. Ниже приведены некоторые дополнительные материалы о зародышевых формах сферокристаллов, а также результаты новых исследований, позволяющие перевести ряд представлений об ориентировке волокон сферокристаллических корок настурана из области предположений в область инструментально доказанных фактов.

Электронно-микроскопически наиболее хорошо изучены ураниниты из жил U-Bi-Co-Ni-Ag-формации. Наряду с правильными ку-

Рис. 1.6. Кристаллы и сферолиты как индивиды (примеры)

бами среди кристаллов уранинита широко развиты всевозможные расщепленные кристаллы, грибовидные формы одновременного роста и т. д. (рис. 1.7). Некоторые из них однозначно не расшифрованы (*в* и *г*), в то время как другие служат переходными формами к сферолитам (*а* и *б*).

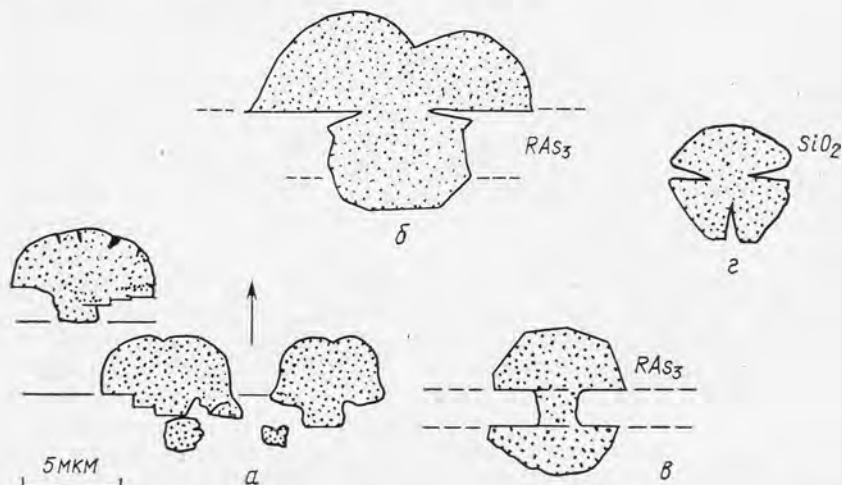


Рис. 1.7. Форма некубических кристаллических зерен уранинита. Зарисовки с аншлифов при наблюдениях в иммерсии в отраженном свете [RAs_3 — скуттерудит (пунктиром показана зона кубического кристалла скуттерудита); SiO_2 — кварц (стрелкой показано направление роста)]

Внутреннее строение зерен уранинита вскрывается путем кратковременного травления аншлифа азотной кислотой. Выявляется зональное распределение в кристалле в различной степени протравленного материала, четко выделяются труднорастворимые включения, следы октаэдрической спайности и блоковое строение отдельных пирамид роста (рис. 1.8).

На основе изучения расщепленных кристаллов уранинита установлен механизм образования зародышевых сферокристаллов. Кристаллы уранинита имеют куборомбододекаэдрический габитус — кубы с несколько приподнятыми округлыми ребрами (сферические грани ромбододекаэдра). В срезах, протравленных азотной кислотой, отчетливо наблюдается ряд деталей строения кристаллов, так как последние достигают в поперечнике 5—7 мкм (см. рис. 1.8). Среди арсенидов и кварца можно встретить одиночные кристаллы (*а*, *д*), двойники прорастания (*в*), сростки несколь-

ких кристаллов (е), обломки кристаллических зерен (з) и отпечатки от вывалившихся расщепленных кристаллов (б). По срезу (100) нельзя судить о том, принадлежат ли расщепленные пирамиды роста кубу, октаэдру либо ромбододекаэдру (а). Более четкое представление о геометрии расщепления можно составить по сре-

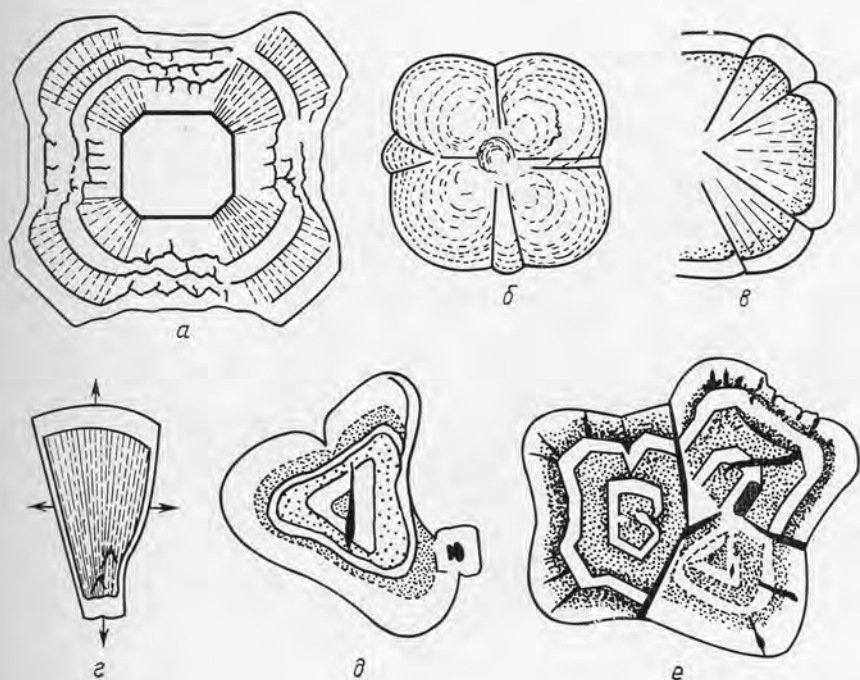


Рис. 1.8. Расщепленные кристаллы уранинита (сферокристаллы настурана) из арсенидных жил Рудных гор

зу (111). Здесь отчетливо видно, что расщепляются ребра куба, а не грани (д и один из кристаллов е). В итоге образуется зародышевый сферокристалл, поверхность которого состоит из сферических бугорков (б).

В сферокристаллах выделяются две фазы: менее восстановленная (легко поддающаяся травлению) и более восстановленная. На рис. 1.8, г отчетливо видно, что замещение новой фазой вдоль волокон происходит более интенсивно в связи с аксиальной ориентацией дислокационных границ.

Канавки, а затем небольшие углубления на контакте сфер, которыми заканчиваются расщепленные пирамиды роста, становятся менее заметными, а зародышевый сферокристалл все более округляется. Такие зародышевые кристаллы, как оказалось, широко распространены во всех типах руд с прожилковым или вкрапленным настураном. На рис. 1.9 показаны два таких зародышевых

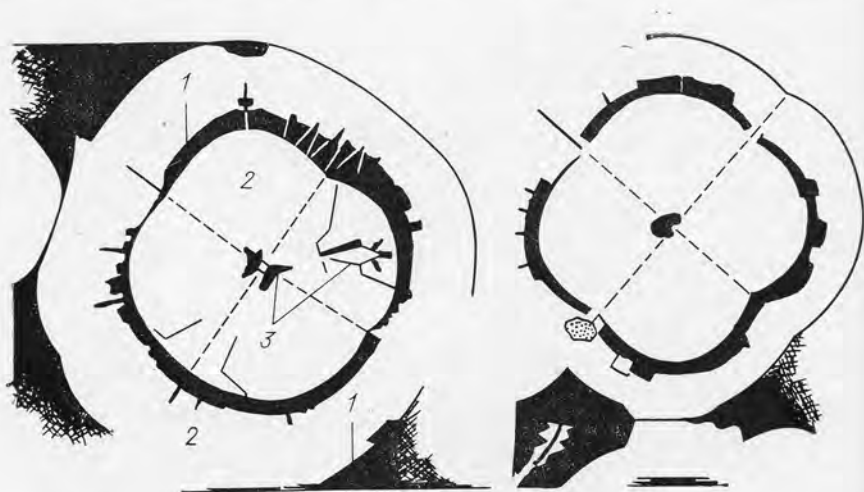


Рис. 1.9. Зародышевые сферокристаллы настурана из кальцитовых жил U-Pb-Zn-формации:

1 — кальцит; 2 — настуран; 3 — ямки травления (пунктир — границы между пирамидами роста сферокристалла)

сферокристалла, выявленных в результате замещения кальцитом отдельных зон.

Знание механизма роста сферокристаллов позволяет более четко расшифровать многие важные детали структур и текстур урановых руд. В этом плане показательна расшифровка частично замещенных кальцитом сферокристаллов настурана. Такие сферокристаллы ранее рассматривались [2] предположительно как структуры одновременного роста настурана и минерала X (фатерита) (рис. 1.10). Помимо расщепления ребер уранинитовых кубических центров роста, которое можно представить как своего рода скелетный тип расщепления, существует способ образования зародышевых сферокристаллов настурана путем радиального расщепления граней. Здесь также первоначально возникают плоскогранные зародыши уранинита, которые постепенно округляются (рис. 1.11) в результате радиально-нормального расщепления.

Так или иначе, но в итоге получается округлый куб-кубонд с гладкой (при радиально-нормальном) или с бугристой (при скелетном расщеплении) поверхностью. В процессе геометрического отбора кубондов будут выживать лишь те, которые ориентированы так, что их оси третьего порядка будут перпендикулярны контакту. Иными словами, в кристаллохимическом плане поверхность

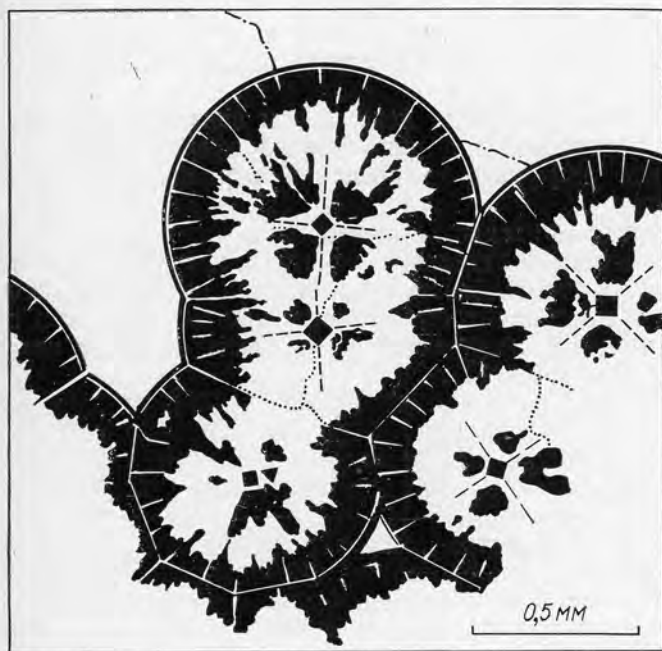


Рис. 1.10. Замещение настурана (черный) кальцитом (белый) по границам расщепленных пирамид роста. На рисунке В. Л. Барсукова [2] в центры сферокристаллов вписаны зародышевые кристаллы уранинита

сфер будет иметь октаэдрическую упаковку, что в конечном итоге зависит от ориентации кубических зародышей уранинита.

Исследование поверхности мельчайших сферокристаллов показало, что в одних участках поверхности волокна имеют ромбические площадки, в других — квадратные, в третьих — треугольные. Поверхность сферокристаллов крупных почковидных корок не удастся исследовать — она несет следы воздействия поздних процессов, маскируя различные признаки, указывающие на ориентировку

волокон. Ориентировку столбчатых субиндивидов уранинита, коркой обрастающих сферокристалл настурана (рис. 1.12,а), установить также не удается.

В свое время было установлено, что в кристаллических зернах синтетической двуокиси урана поверхности, параллельные грани куба, — (001) травятся более интенсивно, чем плоскости, параллельные грани октаэдра — (111) (рис. 1.13). Однако результаты травления сферолитов не удается однозначно расшифровать: удельная длина границ (на единицу площади) в поперечном сечении в несколько (иногда в десятки) раз превышает длину границ в продольном сечении.

Кроме того, не всегда ясно, с чем связано различие в интенсивности растворения: с анизотропией сферокристалла или с направлением диффузии в пределах ограниченного трещинками микроблока.

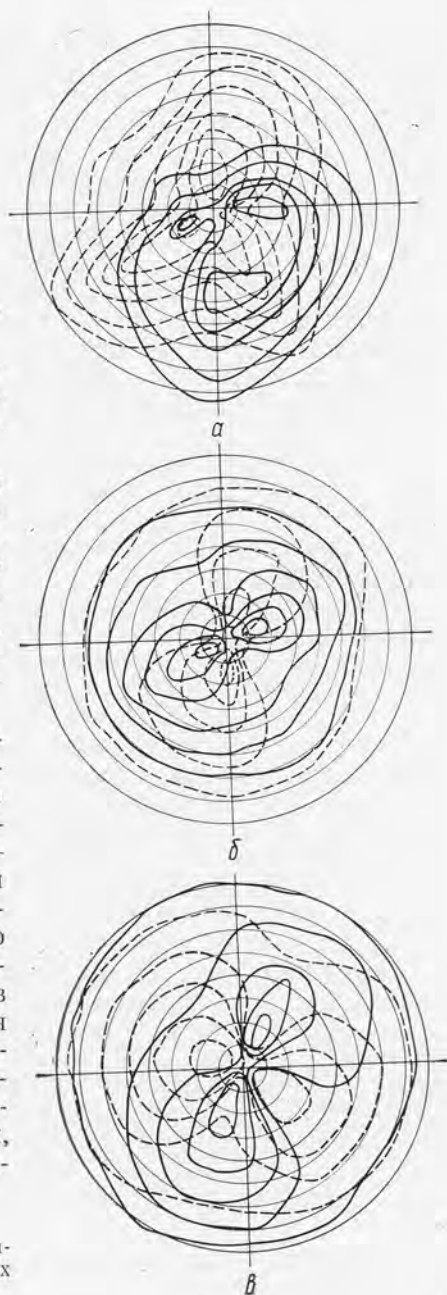
Косвенным признаком ориентировки волокон являются направления спайности в отдельных участках сферокристаллов настурана. Известно, что спайность в кристаллах октаэдрическая, поэтому развитие трещин спайности перпендикулярно волокнам свидетельствует о том, что сферическая поверхность является поверхностью сферической грани (111).

Поскольку в свое время Крофту [146] удалось установить ориентировку волокон в сферолитах при помощи лауэграмм (удлинение волокон в сферолитах вдоль оси третьего порядка), для исследования ориентации применена рентгенографическая методика.

Изучение сферолитов настурана проводилось на рентгеновском дифрактометре двумя способами. Дифракционные картины от различных поверхностей — сколов, срезов, индукционных поверхностей и поверхностей роста сферолитов — с записью результатов на диаграммной ленте проводились по методике, используемой для порошковых проб. Диагностика фаз проводилась, как обычно, по набору дифракционных пиков. Интенсивности отдельных пиков могут резко возрастать или уменьшаться (до полного исчезновения) в текстурированных образцах по сравнению с порошком. По набору и интенсивностям линий можно судить о кристаллографической ориентровке минерала относительно снимаемой поверхности и о взаимной ориентровке сросшихся минералов.

При исследовании топографии дифракционных максимумов (кристаллографической «текстуры сферолитов») счетчик устанавливался на дифракционный максимум, интенсивность дифрагированного пучка измерялась при разных углах наклона образца. По измеренному набору интенсивностей в отдельных точках строились плоские полюсные фигуры того или иного дифракционного максимума. Данные, полученные таким способом, позволяют су-

Рис. 1.14. Плоские полюсные фигуры дифракционных максимумов 111 настурана (сплошные линии) и 200 коффинита (пунктирные линии) от поверхности роста обр. КД-4 сферолита (а), поперечного (б) и продольного (в) сечений сферолита (обр. 7364). Концентрические окружности проведены через каждые 2° отклонения образца



дить о «структурной морфологии» образца и устанавливать ориентационные взаимоотношения различных фаз.

Во всех дифрактометрически изученных сферолитах волокна вытянуты вдоль оси третьего порядка кубической элементарной ячейки настурана; других ориентировок волокон не обнаружено¹, и данные об ориентировке волокон [146], таким образом, полностью подтверждены.

Изучение топографии дифракционных максимумов 111 настурана показало, что разориентировка волокон относительно поверхности роста сферолитов невелика — при отклонении от положения максимума на 5—6 градусов интенсивность дифрагированного пучка рентгеновских лучей снижается на порядок. При наличии в образце нескольких сросшихся сферолитов (или слегка разориентированных сферолитов нескольких зарождений) получают дифракционные максимумы, каждый из которых отвечает од-

¹ Исследовались крупные почки настурана из ураноносных кальцитовых жил кристаллизационной природы.

ному сферолиту (рис. 1.14). Изучение двух срезов образца 7364 (перпендикулярно и параллельно волокнам) показало, что кристаллографическая ориентировка существует не только вдоль волокон сферолита, но и в других направлениях (т. е. упорядоченность не аксиальная, а объемная, свойственная сферокристаллам). Угол между осями третьего порядка в кубе составляет $70,5^\circ$; измеренный в образце угол между дифракционными максимумами 111 настурана близок к этому значению. Зафиксировав положение двух осей, легко связать морфологию сферолита с кристаллографической ориентацией кристаллических волокон настурана. Установленная в образце объемная упорядоченность свидетельствует об отсутствии геликоидального закручивания волокон, которое, по мнению М. Н. Малеева [82], могло бы однозначно свидетельствовать об образовании сферолита путем расщепления волокон.

Расщепление кристаллических волокон настурана в процессе роста сферокристаллов наблюдается непосредственно под световым и электронным микроскопом, причем каких-либо признаков закручивания волокон не наблюдалось: геликоидальное закручивание кристаллических волокон не является необходимым условием расщепления.

Вместе с тем существуют сферолиты, в которых волокна, по-видимому, геликоидально закручены. Так, сферолит, электронно-микроскопический снимок и электронограмма с которого показаны на рис. 1.12 (обр. 6708), имеет тонкозональное строение¹. Отдельные зоны его состоят из мельчайших сферокристаллических пучков. Анализ электронограмм показывает, что волокна вытянуты в них вдоль оси третьего порядка, октаэдрические плоские сетки настурана, перпендикулярные этой оси, дают точечные рефлексы. Октаэдрические плоские сетки, находящиеся под углом к оси волокон, дают рефлексы в виде дуг, что можно рассматривать как свидетельство геликоидального закручивания волокон. Следовательно, этот сферолит образовался в результате закономерного расщепления волокон в процессе роста.

Особый интерес при изучении внутреннего строения сферолитов вызывает минеральная форма нахождения кремния в настуранах. Химические анализы показывают присутствие в большинстве настуранов до 5—7% и более SiO_2 [44, 114, 153]. При электронно-микроскопическом изучении сферических поверхностей роста настуранов обнаружено субпараллельное нарастание на них кристалликов призматического и дипирамидального габитуса размером от 0,5 до 2—3 $\mu\text{м}$ (рис. 1.15), предположительно отнесенных к коффиниту. Рентгенодифрактометрическое изучение таких

¹ Есть минералогическое описание аналогичных сферолитов настурана с этого месторождения [51, 86].

поверхностей по описанной выше методике дает набор дифракционных пиков, отвечающий смеси настурана и коффинита (табл. 1.1). Пик, соответствующий $d=3,33 \text{ \AA}$, принадлежит самому сильному отражению кварца; пики $7,04$ и $2,37 \text{ \AA}$ хорошо индицируются как рефлексы 100 и 300 коффинита. Появление этих пиков, запрещенных пространственной группой коффинита, может быть

Таблица 1.1

Дифрактограмма поверхности роста сферолита

Обр. КД-4		Настуран (ASTM)			Коффинит синтетический (ASTM), $a_0=6,995 \text{ \AA}$, $c_0=6,262 \text{ \AA}$		
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>hkl</i>
70	7,04	—	—	—	—	7,0*	100
10	4,13	—	—	—	—	—	—?
50	3,51	—	—	—	100	3,48	200
5	3,33	—	—	—	—	—	—
100	3,10	90	3,12	111	—	—	—
10	2,79	—	—	—	45	2,789	121
15	2,46	—	—	—	25	2,463	220
5	2,37	—	—	—	—	2,35*	300
5	1,902	100	1,20	220	—	—	—
5	1,757	—	—	—	35	1,738	400
5	1,658	—	—	—	15	1,633	411
10	1,618	100	1,63	311	—	—	—
20	1,559	30	1,56	222	—	—	—
5	1,473	—	—	—	25	1,456	332
5	1,426	—	—	—	25	1,427	024
5	1,375	—	—	—	15	1,362	431
5	1,355	10	1,36	400	—	—	—
10	1,042	9**	1,041	333	—	—	—

* Значение, вычисленное автором.

** Данные Г. А. Сидоренко [112]. Интенсивность по десятибалльной шкале.

вызвано двумя причинами: 1) снижением симметрии (примитивизацией) элементарной ячейки при окислении урана и 2) суммарной дифракцией пучка рентгеновских лучей от своеобразного «двойника» (закономерного сростка настурана и коффинита), однако конкретный механизм такой дифракции пока не ясен.

На порошковых дифрактограммах¹ этого же образца линии коффинита и кварца отсутствуют. Это можно объяснить суммарной дифракцией разобщенных ориентированных кристалликов коффинита на поверхности роста сферолита настурана; в скоплениях они дифрагируют подобно монокристаллу. Количество коф-

¹ Коффинит, обнаруженный в порошковых дифрактограммах, рассматривается как поздний минерал, образующийся по трещинкам в сферолитах [47].

финита невелико, к тому же он частично метамиктен, поэтому его линии отсутствуют на порошковых рентгенограммах.

Обращает на себя внимание резкое изменение соотношения интенсивностей линий на дифрактограммах от сферолитов по сравнению с данными как для настурановых, так и для коффинитовых порошковых диаграмм. Это свидетельствует о кристаллографической ориентировке минералов относительно снимаемой поверхности роста сферолитов. Об этом же говорит и сам характер дифрактограмм (соотношение линий и фона), промежуточный между монокристалльным и порошковым.

Такой же набор линий (настуран+коффинит) регистрируется и на ориентированных субпараллельно и перпендикулярно волокнам срезах кремнийсодержащих сферолитов. Таким образом, коффинит не только нарастает эпитаксиально на поверхности роста сферолитов, но и находится в ориентированном срастании с настураном во всем объеме сферолитов (эндотаксиально). Возможны два пути, ведущие к такому соотношению минералов: 1) эндотаксиальное замещение настурана коффинитом; 2) совместный ориентированный одновременный рост обоих минералов (синтаксия). Второй путь представляется более естественным, в этом случае отдельные зоны сферолита могут быть обеднены (вплоть до полного его отсутствия) или обогащены коффинитом. Структуры одновременного совместного роста настурана и коффинита описаны В. Л. Барсуковым [2]; сложные сферолиты настурана с коффинитовыми зонами также отмечались неоднократно [17, 125]. Установлены признаки ориентированных срастаний кристаллов коффинита и уранинитовых зародышей сферокристаллов настурана [44]. При небольших содержаниях коффинита или в тех случаях, когда он не образует обособленной видимой в микроскоп фазы, о его наличии можно судить по присутствию кремния в химических анализах или по линиям на дифрактограммах от сферолитов. Однако нельзя исключить и первого пути — ориентированного замещения окислов силикатом¹. Частичное перераспределение вещества (собирательная перекристаллизация коффинита) в большей или меньшей степени может происходить внутри сферолитов настурана, преимущественно вблизи трещин и в отдельных зонах. Такое перераспределение идет одновременно с восстановлением окисла, что отчетливо фиксируется по повышению отражательной способности и микротвердости, а также большей

¹ Можно предположить и обратное явление — образование ориентированных островков кубического окисла урана в кристаллах коффинита. Этим, вероятно, частично можно объяснить дефицит SiO_2 в химических анализах коффинита. При метамиктном распаде такие островки являются центрами (зародышами) образования окислов, фиксируемых обычно на рентгенограммах метамиктного коффинита.

устойчивости к воздействию кислот участков вблизи трещин дегидратации. Коффинит в этих участках может быть новообразованным, кристаллическим или слабо метамиктным, что подтверждается сравнением интенсивности линий коффинита на сколе и срезе одного и того же сферолита: на сколе, который проходит преимущественно по трещинам, интенсивность линий коффинита на дифрактограмме выше (в обоих случаях интенсивность измеряется относительно пика 111 настурана).

Таблица 1.2

**Соотношение интенсивностей пиков 111 и 200 настурана
в восьми произвольных сечениях одного образца**

Пик	Сечение							
	1	2	3	4	5	6	7	8
111	100	100	100	100	100	100	100	100
200	20	30	20	40	20	30	60	0

Об ориентированном срастании настурана и коффинита свидетельствует также топография дифракционных максимумов 111 настурана и 200 коффинита. На рис. 1.14,а приведены плоские полюсные фигуры интенсивностей этих отражений для поверхности роста сферолита (обр. КД-4), где трем максимумам настурана соответствуют три максимума коффинита. На рис. 1.14,б дифракционные максимумы показаны для двух сечений образца 7364, одно из которых перпендикулярно удлинению волокон, второе — почти параллельно. В обоих сечениях получены два максимума 111 настурана (срастание двух сферолитов) и соответствующие им два максимума 200 коффинита. Эти данные свидетельствуют о том, что срастаются октаэдрические плоские сетки настурана с призматическими плоскими сетками коффинита. Видимая на рисунках разориентировка этих плоскостей на несколько градусов вызвана систематической погрешностью, возникающей в основном из-за расходимости пучка рентгеновских лучей, в результате чего центры проекций 111 настурана и 200 коффинита не совпадают.

При рентгенодифрактометрическом изучении массивного метасоматического настурана без каких-либо признаков сферолитового строения (образец П. А. Радониса) сравнивались интенсивности дифракционных максимумов 111 и 200 настурана в восьми произвольных сечениях одного образца. Как видно из табл. 1.2, интенсивность отражения 200 составляет 0—60% интенсивности отражения 111 в различных сечениях, что свидетельствует об определенной упорядоченности частиц в образце, хотя и менее строгой,

чем в сферолитах. Характер рентгенограмм (соотношение линий и фона) в этом случае ближе к порошковому. В полностью неупорядоченной порошковой рентгенограмме настурана интенсивность отражения 200 составляет 30% интенсивности отражения 111 (ASTM).

1.3. СТРУКТУРЫ РАСПАДА КОФФИНИТА И НЕНАДКЕВИТА

Коффинит и ненадкевит в последние годы стали объектом электронно-микроскопического [20, 44] и микрорентгеноспектрального [74] исследований.

Общие сведения о коффините и ненадкевите [5, 44] пополнены новыми данными [19]. Существование ненадкевита как минерального вида признается не всеми [74, 174]. С другой стороны, разноречивые данные о химическом составе ненадкевитов явились основной причиной определения «ненадкевитов» в пегматитах [79]¹. Анализируемый материал причисляется к ненадкевитам произвольно, что все более увеличивает неопределенность представления о ненадкевите как минеральном виде.

Ненадкевит практически рентгеноаморфен, получена только одна рентгенограмма хорошего качества с желтой непрокаленной разновидности [112]. На основании этой рентгенограммы минерал отнесен к моноклинной сингонии с параметрами: $a=6,78$; $b=6,99$; $c=6,46-0,01 \text{ \AA}$; $\beta=103^\circ 38'$.

Целесообразно, по-видимому, называть ненадкевитом моноклинный аналог коффинита, идеальный (первичный) состав которого USiO_4 .

Морфология и структура зерен метамиктного коффинита

Работы, посвященные морфологии, типоморфизму и внутреннему строению индивидов этого минерала, немногочисленны [2, 44, 115].

Формы кристаллов коффинита и псевдоморфоз по нему изучались минераграфически и под электронным микроскопом в протравленных аншлифах, на сколах и естественных поверхностях роста и природного растворения.

¹ Ненадкевит, описанный В. А. Леоновой [79] как продукт гипогенного изменения уранинитов, вызывает сомнения. Химическими анализами смеси вторичных минералов установить ненадкевит явно нельзя, совпадение 2—3 линий на рентгенограмме смеси также не может служить диагностическим признаком.

В уран-молибденовых рудах, изученных И. М. Баюшкиным [4], коффинит встречен в виде сноповидных сферолитоподобных пучков (рис. 1.16) и мелких тетрагональных кристаллов. В жильных месторождениях на сферических поверхностях роста и индукционных поверхностях настурана нередко встречаются хорошо ограниченные пирконоподобные кристаллы, коленчатые двойники или сростки кристаллов коффинита. Дифрактометрически, по отражению от поверхностей сферолитов настурана, такие кристаллы расшифровываются как коффинит.

В большинстве своем кристаллы коффинита оптически изотропны и рентгеноаморфны, т. е. представляют собой псевдоморфозы, образованные при метамиктном распаде (рис. 1.17).

Известны три механизма метамиктного распада минералов [80]: 1) смещение атомов из узлов кристаллической решетки; 2) разделение минерала на разориентированные субмикроблоки; 3) образование двухфазного (или многофазного) агрегата кристаллических или стеклообразных окислов. В первом случае на репликах должно наблюдаться более или менее однородное стеклообразное вещество, во втором — мозаика из субмикроблоков, в третьем — многофазный агрегат (например, для коффинита: нераспавшийся $USiO_4$, UO_{2+x} , SiO_2 , стекло, гидросиликаты и гидрокислы урана).

Структурно-морфологические элементы, отвечающие каждому из перечисленных механизмов в отдельности или их сочетаниям, обычно и наблюдаются на репликах с той лишь разницей, что стеклообразное вещество, образующееся при метамиктном распаде коффинита, метастабильно и со временем раскристаллизовывается. Для структур раскристаллизованного, но рентгеноаморфного стекла характерно наличие плавных изогнутых, иногда кулисообразно расположенных ветвящихся или субпараллельных канавок травления (рис. 1.18). Кое-где они параллельны граням кристаллов и имеют линзовидную форму. Расположение таких канавок отражает периодическое перемещение фронта сферокристаллической раскристаллизации или фронта каких-то иных, пока не разгаданных диффузионных процессов.

«Блоковое» строение метамиктных коффинитов также довольно широко распространено (рис. 1.19, а, б). Блоки имеют размер от долей до 2—3 мкм и более. Видимые на фотографиях блоки размером более 0,5—1,0 мкм не отождествляются с блоками полностью метамиктного (рентгеноаморфного) минерала¹. Наблюдаемые сравнительно крупные блоки принадлежат полуметамикт-

¹ Для рентгеновской дифракции достаточно около 100 элементарных ячеек (т. е. для коффинита размер дифрагирующих блоков около 700 Å).

ной фазе или состоят из более мелких нередко шестигранных блоков.

Иногда блоки имеют параболические границы, причем вблизи вершин парабол часто можно наблюдать слабо протравленное кислотой ядро. Как показано для циркона [53], параболическая форма блоков является результатом сферокристаллической раскристаллизации метамиктного минерала. В таких минералах каждый блок — это по существу зерно сферокристаллического строения, волокна которого могут иметь толщину менее 700 Å. Изометричные двухфазные блоки (см. рис. 1.19, в), возможно, представляют собой поперечное сечение парабол. Часто в одном зерне метамиктного коффинита можно одновременно видеть наличие двухфазных областей, участков практически однофазных блоков и участков промежуточных образований, причем площадь и взаимное расположение таких участков колеблется в широких пределах.

Кристаллы (см. рис. 1.17) из U-Se-руд [13] встречаются под отделившимися от образца частичками кальцита. Поскольку рядом, в срезах можно наблюдать таких же размеров кристаллы, определенные под рудным микроскопом до изготовления реплики как псевдоморфозы по коффиниту, диагностика рассмотренных в репликах форм особых сомнений не вызывает.

Характерные глобулы видны не только в срезах таких псевдокристаллов. Интересно, что вторичная глобулярная структура и включения окислов урана проявляются здесь и в скульптуре поверхности псевдокристаллов.

Глобулярная структура распада выявлена [44] и в минераграфически и рентгенографически охарактеризованном ранее анизотропном коффините из Рудных гор. В нем же широко развиты участки с линзовидной мирмекитовой и зернистой структурой распада. Агрегат удлиненных кристаллических зерен и характерных призматических кристаллов имеет общую ориентировку, с чем, по-видимому, и связаны наблюдающиеся эффекты анизотропии. Четкая дебаеграмма коффинита показывает, что произошла существенная раскристаллизация¹ или перекристаллизация метамиктного коффинита в поздний этап минерализации (арсенидная стадия). Здесь же, как уже отмечалось [50], наблюдаются отдельные кубы или тончайшая вкрапленность уранинита.

Мельчайшие включения уранинита в распавшемся коффините встречаются в образцах из различных месторождений (см. рис. 1.18 и 1.19, б). Некоторые включения имеют квадратные очертания

¹ Речь идет об образовании кристаллических фаз по стеклам [38], возникшим в результате метамиктного распада.

(срез параллельно грани куба), другие — треугольные (срез параллельно грани октаэдра). Многие кристаллы уранинита округлы (плоскогранно-кривогранные формы зародышей).

Установлено [54], что окисел с параметром элементарной ячейки $5,38 \text{ \AA}$ легко растворяется, в то время как наиболее труднорастворимый окисел имеет параметр ячейки, свойственный U_4O_9 ($5,44 \text{ \AA}$). Легкая выщелачиваемость урана из псевдоморфоз разложения, содержащих частицы UO_{2+x} , имеющих $a_0 = 5,38 \text{ \AA}$, связана с тем, что частицы окисла урана здесь крайне малы и разобщены. Растворение сводится к вскрытию частиц окислов урана, т. е. к разрушению метамиктного кремнезема или к растворению полностью разрушенной или частично регенерированной матрицы коффинита.

Встречаются и такие выделения коффинита, в которых с помощью микродифракции обнаружены зерна окислов урана с относительно высоким и низким параметром кристаллической решетки [20].

В образцах из U-Мо-метасоматического месторождения¹ коффинит также имеет характерные трещины и содержит мелкие включения окислов урана. Вместе с тем, здесь появляется минерал, образующий дендриты, сходные по форме с дендритами кварца (рис. 1.20).

Силикаты урана из U-Fe-месторождения

Силикаты урана на U-Fe-месторождении представлены ненадкевитом и коффинитом. Показано [62, 63], что оба силиката урана заметно отличаются друг от друга по времени образования, условиям нахождения, минеральным ассоциациям и другим минералогическим признакам. Коффинит — черный минерал, а для ненадкевита характерна не только черная окраска, но также желто-зеленая с оранжевыми или коричневыми тонами, обусловленными примесями гидроокислов железа. Коффинит обычно рентгеноаморфен, но отдельные пробы дают на порошкограммах дифракционную картину кристаллического вещества. При прокаливании на воздухе при 600°C возникает фаза U_3O_8 , сохраняющая до 900 — 1000°C . Ненадкевит рентгеноаморфен. Прокаливание на воздухе при 1000 — 1100°C приводит к образованию кубического ураната свинца; обычная для коффинита и окислов урана фаза U_3O_8 не возникает. Коффинит имеет более низкую микротвердость и более низкое (на 1 — $1,5\%$), чем у ненадкевита, отражение (табл. 1.3).

¹ См. в этой книге раздел 4.1.

Минерал	Номер образца	Микротвердость, кг/мм ²			435
		число замеров	колебание значений	среднее	
Ненадкевит	2106	1	607	607	10,5
	239	10	473—607	565	12
	2203	7	578—635	625	10
Коффинит	2107	10	436—550	492	9,5
	Ск-85	10	277—333	301	10,4

Химический состав минералов определялся с помощью микрозонда на тех же образцах, что и физические свойства. Полученные значения (табл. 1.4) весьма близки к данным микрохимического анализа фильтратов, полученных при обработке проб ненадкевита смесью Скотта. Результаты анализов пересчитаны¹ на кристаллохимические формулы по кислородному методу (табл. 1.5). Формула ненадкевита имеет вид $(U_{0,57}Pb_{0,08}Ca_{0,31})_{0,96}[Si_{0,94}O_4]$, коффинита $(U_{0,64}Pb_{0,18}Ca_{0,42})_{1,24}[Si_{0,88}O_4]$.

Таблица 1.4

Химический состав коффинита и ненадкевита, по данным электронного микрозондирования, мас. % (аналитик О. П. Шаркин)

Минерал	U	Ti	Si	Fe	Pb	Ca	Al	Mg	Na
Коффинит (обр. 2107)	39,7	0,2	6,4	5,7	9,1	4,3	0,2	Сл.	—
Ненадкевит (обр. 239)	44,0	0,1	8,4	1,4	4,8	3,9	0,0	0,2	0,0

Данные анализов и кристаллохимические формулы показывают, что оба минерала обладают сходным набором составляющих элементов и резким дефицитом урана, место атомов которого

¹ Для расчета общего делителя число атомов кислорода принимают равным четырем, как в теоретической формуле $U[SiO_4]$. Незначительные количества титана, алюминия, магния из расчетов исключены, железо отнесено к механической примеси гематита. Кальций введен в формулу как элемент, привнесенный для компенсации валентностей, весь свинец в минералах — радиогенный. Разница в химическом составе между теоретической (100%) и фактической суммой окислов, рассчитанной из анализа (табл. 1.5), отнесена за счет воды. Поскольку характер воды неизвестен, в расчете формулы она не участвует.

Таблица 1.3

жение силикатов урана

Отражение (%) при длине волны (нм)							
467	489	520	557	586	622	634	669
11	11	11	11,5	11,5	10,5	11	11,5
12	12	12,5	12,5	11,5	11,5	11,5	11,5
11	10	11	10	11	11	10	10
11	10	10,5	11	10,5	10,5	10	10,5
11	11,5	10,5	11,5	10,5	10,5	10	11

в дефектах кристаллической решетки занимают кальций и свинец. Полученная сумма коэффициентов катионной группы для коффинита значительно выше теоретической (1,0). Из этого следует, что не весь кальций связан с коффинитом. Часть его, по-видимому, присутствует в форме минеральной примеси. Подсчет суммы положительных и отрицательных валентностей показывает, что часть урана находится в четырехвалентной, а часть — в шестивалентной

Таблица 1.5

Расчет формул силикатов урана

Оксид	Ненадеквит (сбр. 239)					Коффинит (обр. 2107)				
	Содержание, мас. %	Молекулярные количества, (10 000)	Атомные количества		Коэффициент	Содержание, мас. %	Молекулярные количества, (10 000)	Атомные количества		Коэффициент
			анионов	катионов				анионов	катионов	
UO ₃	52,8	1846	5538	1846	0,57	—	—	—	—	—
U ₃ O ₈	—	—	—	—	—	46,8	0555	4440	1665	0,64
SiO ₂	18,0	2996	5992	2996	0,94	13,7	2280	4560	2280	0,88
PbO	5,4	0242	0242	0242	0,08	10,2	0457	0457	0457	0,18
CaO	5,5	0981	0981	0981	0,31	6,1	1088	1088	1088	0,42
H ₂ O	18,3	9047	—	—	—	23,2	8326	—	—	—
Сумма	100,0	—	12 753	—	—	100,0	—	10 545	—	—

форме. Недостаток урана обусловлен радиоактивным распадом вещества. Как показывают теоретические расчеты (по формуле периода полураспада урана), в течение 1,8 млрд. лет (средний возраст урановых минералов месторождения) распадается около

35% первоначального количества урана. Содержание урана в минерале с теоретической формулой $USiO_4$ составляет 72,1%, а с учетом старения — 46,86% ($72,1 \times 0,65$). Эта цифра очень близка к содержанию урана в ненадкевите (44%) и несколько выше, чем данные по коффиниту (39,7%). Таким образом, недостаток урана (против теоретического) в ненадкевите практически полностью компенсируется количеством распавшегося, а в коффините имеет место незначительный дополнительный вынос¹.

Оптические и электронно-микроскопические наблюдения обнаруживают в ненадкевите включения гематита, настурана и других минералов. Гематит и настуран подтверждены микродифракцией, причем микроблоки настурана настолько малы, что электронограмма получается кольцевой. Параметр элементарной ячейки настурана аномально высок ($5,49 \pm 0,03 \text{ \AA}$). Обычно настуран, возникающий при метамиктном распаде коффинита или образующий по нему псевдоморфозы, имеет параметр кристаллической решетки $a_0 = 5,38 \div 5,39 \text{ \AA}$.

Практическая безрезультатность рентгенографической диагностики ненадкевита вызывает необходимость применения других методов и прежде всего микродифракции путем использования малой длины волны электронов для получения дифракционной картины рентгеноаморфных объектов.

С желтой разновидности ненадкевита было получено около 30 точечных электронограмм, набор межплоскостных расстояний с которых приведен в табл. 1.6. Индицирование дало следующие параметры: $a = 6,77 \text{ \AA}$; $b = 6,98 \text{ \AA}$; $c = 5,41 \text{ \AA}$; $\beta = 106^\circ 44'$, что очень близко к рентгенографическим данным Г. А. Сидоренко [112]. На основе полученных параметров проводилось индицирование точечных электронограмм, на рис. 1.21 приведены в качестве примера электронограмма (а) и ее расчет для плоскости (7.15.3) обратной решетки ненадкевита (б).

Метамиктный распад ненадкевита обуславливает появление на электронно-микроскопических снимках неправильной сетки межблоковых границ; размеры блоков — от сотых до десятых долей микрометра, более крупные блоки встречаются редко, мелкие бло-

¹ Высказанное предположение подтверждается и более низким (по сравнению с теоретическим) содержанием урана в проанализированном на микрозонде браннерите, причем недостаток урана также примерно равен количеству распавшегося. Теоретически (из формулы UTi_2O_6) на долю урана в браннерите приходится 56,7%; потери за счет распада за 1,8 млрд. лет составляют 19,8; оставшееся количество должно равняться 36,9%. Эта цифра близка к содержанию урана в изученных образцах браннерита (35,1—40,1%). Недостаток урана, как и в силикатах, компенсируется вхождением в минерал кальция и свинца.

ки (второго порядка) имеют гексагональные контуры (рис. 1.22). В целом электронно-микроскопические картины структур метамиктного распада ненадkevита близки к коффинитовым.

На основании комплексного минералогического изучения ненадkevита и рассмотрения литературных данных можно сделать следующие выводы.

Таблица 1.6

Межплоскостные расстояния d (Å) ненадkevита
(расчет по электронограммам)

$d_{изм}$	hkl	$d_{выч}$	$d_{изм}$	hkl	$d_{выч}$	$d_{изм}$	hkl	$d_{выч}$
7,02	010	6,983	2,90	11 $\bar{2}$	2,904	1,62	33 $\bar{1}$	1,619
6,48	100	6,481	2,83	012	2,848	1,52	213	1,521
6,21	001	6,238	2,62	121	2,619	1,49	304	1,500
5,37	10 $\bar{1}$	5,330	2,40	22 $\bar{1}$	2,395	1,46	331	1,463
4,79	110	4,751	2,39	112	2,387	1,42	223	1,423
4,62	011	4,653	2,06	122	2,057	1,39	42 $\bar{3}$	1,383
4,27	11 $\bar{1}$	4,237	1,96	21 $\bar{3}$	1,955	1,33	430	1,330
3,96	101	3,959	1,91	212	1,907	1,24	323	1,235
3,46	111	3,445	1,90	23 $\bar{1}$	1,900	1,23	015	1,228
3,28	20 $\bar{1}$	3,289	1,76	23 $\bar{2}$	1,760	1,20	134	1,216
2,98	21 $\bar{1}$	2,976	1,74	231	1,731	1,08	512	1,078
2,94	210	2,940						

1. Подтверждается мнение Г. А. Сидоренко [112] о том, что ненадkevит является урановым аналогом хаттонита, он дополняет известные диморфные пары: ксенотим — монацит $TR[PO_4]$, торит — хаттонит $Th[SiO_4]$, коффинит — ненадkevит $U[SiO_4]$.

2. Косвенным подтверждением идеальной формулы ненадkevита являются малые размеры его элементарной ячейки. При составе $(U^{4+}, Y, Ce, Th)U^{6+}(Ca, Mg, Pb)[SiO_4] \cdot [OH] \cdot nH_2O$ [91] в структуре минерала были бы три неэквивалентные позиции катионов, и размеры ячейки были бы значительно большими.

3. Микротвердость и отражение коффинита и ненадkevита колеблются в широких пределах, частично перекрываясь, однако максимальные значения этих констант у ненадkevита выше. Это объясняется более высокой плотностью вещества при одинаковом составе и типе связи (объемы элементарных ячеек моноклинных разностей — хаттонита и ненадkevита — примерно на 5% меньше, чем у их тетрагональных аналогов).

1.4. ДИФфуЗИОННАЯ ТЕКСТУРА АГРЕГАТНЫХ ПСЕВДОМОРФОЗ ПО СФЕРОЛИТАМ НАСТУРАНА

При минераграфическом изучении внешне однородных почковидных сферолитовых корок настурана из доломит-настурановых жил Рудных гор установлены признаки интенсивного гидротермального метаморфизма настурана. Сферолитовые корки настурана оказались нацело замещенными агрегатом урановых минералов — окислов, силикатов и, возможно, уранатов с полной перестройкой первичной структуры сферолитов.

Сферолиты настурана нарастали на крупные кристаллы скаленоздрического кальцита, нацело замещенного впоследствии доломитом. Центральная часть прожилка выполнена доломитом, также заместившим кальцит. На поверхности почек можно встретить крупные метакристаллы галенита, выполняющего вслед за ромбоэдрами доломита трещины катаклаза в настуране.

Псевдоморфозы по сферолитам настурана — псевдосферолиты — сложены плотным агрегатом окислов урана с мелкой вкрапленностью галенита, сфалерита, пирита, гематита и изотропизированного коффинита с прожилками доломита, насыщенными дисперсным пиритом или гематитом. Микрохимический анализ, выполненный И. И. Шияловой, показал, что псевдоморфозы имеют следующий состав (мас. %): 21,14 UO_3 ; 56,27 UO_2 ; 3,29 PbO ; 3,54 SiO_2 ; 2,42 Fe_2O_3 ; 2,50 Al_2O_3 ; 1,52 MgO ; 3,11 CaO ; 0,05 Na_2O ; 0,53 H_2O ; 1,37 S (отношение $\text{O}:\text{U}=2,26$). Согласно результатам химического анализа, выполненного Б. М. Еловым для другой микропробы, псевдоморфозы содержат 18,35% UO_3 , 59,98% UO_2 ($\text{O}:\text{U}=2,22$), 3,548% SiO_2 . Рентгенографическим анализом трех микропроб настурана (взятых с различных точек псевдосферолита), выполненным Е. Н. Завьяловым, установлено, что параметр элементарной ячейки окислов урана не превышает 5,40 Å ($a_0=5,395-5,385$ Å), параметр решетки галенита $a_0=5,91$ Å. Параметр химически анализированного порошка настурана, по определению Н. Г. Назаренко, составляет 5,37 Å. Определенное химическое отношение $\text{O}:\text{U}$ не соответствует параметру решетки окислов урана a_0 . Занижение¹ связано, возможно, с влиянием закисного железа и серы на ход анализа, а также с примесью коффинита и высоковосстановленного окисла урана (микротвердость 800 кГ/мм^2). Отдельные участки настурана имеют твердость 650—600 кГ/мм^2 , участки, определенные как изотропизированный коффинит, — 420—350 кГ/мм^2 .

¹ Окисел урана с параметром решетки $a_0=5,39$ Å должен иметь $\text{O}:\text{U}=2,6$.

После структурного травления аншлифа содовым раствором в течение 6 ч при 80°C в псевдосферолитах выявилось агрегатное строение, причем отдельные участки покрылись тончайшей реакционной пленкой. Микродифрактометрически (электронный микро-

Таблица 1.7

Фазы, установленные методом микродифракции,
в псевдосферолитах настурана

Настуран				PbUO ₄ ^{*3} (ромбический)		PbUO _{4-x} (кубический), № 3923 ^{*4}		Англезит (3584 ^{*5})	
№ 3860*		№ 3845							
d	hkl	d	hkl	d	hkl	d	hkl	d	hkl
3,14	111	3,12	111	3,57	021	3,26	111	3,49	020
2,74	200	2,75	200	3,25	102	2,82	200	2,78	121
1,92	220	2,42	210 ^{*2}	3,20	120	2,22	?	2,67	200,022
1,64	311	1,92	220	3,01	121	1,98	220	2,38	122
1,57	222	1,72	310 ^{*2}	2,87	022	1,41	400	1,97	104
1,35	400	1,64	311	2,79	200	1,34	?	1,73	040
1,25	331	1,58	222	2,26	220	1,30	331	1,65	302
1,23	420	Слаб. л.	400	2,19	221	1,26	420	1,42	341
			331	2,00	040	1,14	422		
1,11	422	1,23	420		222	1,08	333		
1,05	333			1,67	302	1,01			
	511					0,97			
0,96	440			1,58	241				
0,93	531			1,53	322				
				1,22	—				
				1,03	—				
				0,99					

* Параметр кристаллической решетки настурана $a=5,44 \text{ \AA}$. Такой же настуран, но с менее четкими линиями установлен в шести электронограммах.

^{*2} Линии, запрещенные пространственной группой UO_2-Fm3m , свидетельствуют о снижении симметрии элементарной ячейки настурана при окислении.

^{*3} Среднее из 7 кольцевых электронограмм текстурированного материала.

^{*4} Фаза получена в результате взаимодействия пучка электронов с ромбическим уранатом. Фазовое превращение наблюдалось визуально по перестройке рефлексов. Линия 2,22 осталась, вероятно, в результате неполной перестройки структуры.

^{*5} Линии этой фазы слабые, диффузные вследствие малых размеров частиц (доли микрометра). Помимо перечисленных кольцевых электронограмм получены следующие точечные: сечение (031) коэффициента, сечение (010) ромбического ураната, сечение (011) настурана, гексагональная сетка рефлексов с $d = 4,36 \div 4,40 \text{ \AA}$, сочетание такой гексагональной сетки с кольцевыми электронограммами настурана. Фазовая принадлежность гексагональной сетки, а также электронограмм с $d_1=7,22 \text{ \AA}$; $d_2=6,23 \text{ \AA}$; с $d_1=5,52 \text{ \AA}$; $d_2=4,17 \text{ \AA}$; $d_3=3,31 \text{ \AA}$ и с $d_1=2,58 \text{ \AA}$; $d_2=2,06 \text{ \AA}$ не установлена.

скоп ЭМ-7, напряжение 60 кВ) по извлеченным частицам установлены (табл. 1.7) англезит, кубический и ромбический уранаты свинца, окислы урана UO_{2+x} с $a_0=5,44 \text{ \AA}$, предположительно U_3O_8 ($d_1=4,13 \text{ \AA}$; $d_2=1,66 \text{ \AA}$) и фаза с гексагональной сеткой рефлексов ($d \approx 4,36 \text{ \AA}$). Пленки англезита $PbSO_4$ образовались лишь на от-

дельных участках псевдосферолитов и полностью отсутствуют на других, по внешним признакам ничем не отличающихся от них участках. Такое неравномерное распределение англезита может быть связано с пятнистым распределением участков, обогащенных негаленитным свинцом. Возможно, впервые определены в настурани уранаты свинца, однако неизвестно их происхождение и не исключено, что они образовались в процессе обработки настурана горячим содовым раствором.

Таблица 1.8

Отражение минералов урана в агрегатных псевдоморфозах (псевдосферолитах)

Фаза	Твердость, кг/мм ²	Средние значения отражения (%) при длине волны (нм)									
		400	430	460	490	520	550	580	610	640	670
«Темная фаза»* Настуран** («светлая фаза»)	350—420	5,4	5,05	4,8	4,7	4,7	4,5	4,4	4,4	4,4	4,3
	350—420	5,7	5,8	5,7	5,5	5,3	5,3	5,2	5,2	5,1	5,0
	До 800	14,0	14,5	15,0	16,0	16,3	16,3	14,5	13,9	13,4	13,3
	600—650	12,0	12,5	13,0	13,5	13,5	12,0	11,4	11,4	11,3	11,3

* Агрегатная псевдоморфоза по коффииту (два участка).

** Настуран из овальных диффузионных фигур.

В полировках до содового травления псевдосферолиты представляют собой плотный агрегат овальных, эллипсоидальных форм сравнительно высокоотражающего (табл. 1.8) «светлого» агрегата, пространство между которыми выполнено низкоотражающей «темной фазой» (рис. 1.23,а). «Темная фаза» по своим свойствам напоминает изотропизированный коффиинит. В темном поле она черная, после воздействия растворителя в основной массе становится прозрачной. «Светлый» агрегат многофазен. Он состоит из плотного агрегата кристаллических волокон или зерен окислов урана и рентгеноаморфных минералов, в том числе аналогичных «темной фазе». Темная фаза местами замещена галенитом, доломитом, сфалеритом (рис. 1.24).

Овальные формы «светлой фазы» в осевой части имеют пониженное отражение (см. табл. 1.8). Травление кислотами подчеркивает текстуру светлого агрегата: в центре (см. рис. 1.23,а) или в промежуточной зоне можно видеть более протравливающийся агрегат. Длительная (в течение 6 ч) обработка псевдосферолитов горячим (80°C) карбонатным раствором выявляет зональное строение отдельных овальных форм (см. рис. 1.23,б); кое-где сохраняется информация о строении первичного сферолита: следы концентрических зон и радиально-волокнистой структуры. Осевая

зона сохраняется от полного разрушения, выявляется промежуточная зона и другие детали строения. В центре многих овальных форм четко различимы трещины, выполненные наименее разложившимся поздним коффином, галенином или сфалеритом. Эти трещины расположены вдоль плоскости симметрии эллипсоидальных форм, поэтому сами формы, в соответствии с ранее изложенными признаками [44], могут рассматриваться как результат диффузионного изменения.

Диффузионную природу овальных (в срезе) фигур подчеркивает не только форма, но и детали строения, а также периодическая текстура темной фазы в интерстициях между овальными фигурами. В отдельных участках вблизи внешней сферической поверхности псевдосферолитов трещины образуют сетку, и фигуры диффузионного изменения соединяются между собой.

Отклонения от симметричного развития зон изменения вокруг трещин связаны с ответвлениями трещин, а также с появлением поперечных трещин, вызывающих так называемое околотрещинное экранирование (см. рис. 1.23 и 1.24,а), механизм которого охарактеризован Г. Л. Поспеловым [93].

Травление выявляет тонкополосчатое строение диффузионных фигур. Полосы, ширина которых не более 2—3 мкм, располагаются параллельно контурам диффузионных фигур (см. рис. 1.24). В промежутках между диффузионными фигурами отдельные группы полос объединяются, образуя своего рода перемычки в виде оригинальных периодических текстур (см. рис. 1.24,б). Ширина ритма увеличивается в 3—5 раз.

Отличительная черта диффузионных периодических текстур — постоянное «выполаживание» заливов между диффузионными фигурами¹. На такой более нивелированной (выровненной) поверхности образуется новая диффузионная зона окислов урана (светлого агрегата). Заливы здесь также могут выполняться перемычками с периодической текстурой, но такие перемычки становятся все более тонкими. Можно обнаружить и третью светлую зону. Новые порции светлого агрегата, состоящего преимущественно из UO_{2+x} , нередко приобретают собственную форму, образуя грибовидные наросты на ранее образовавшихся овальных диффузионных фигурах².

Поздние порции силикатов и окислов урана метасоматически развиваются и в интерстициях между ранними образованиями (см. рис. 1.23,а и 1.25).

¹ Отметим, что аналогичное явление наблюдалось нами для пары молибденит — доломит и в агатах из минералов эффузивов.

² Аналогичный текстурный рисунок диффузионного изменения можно встретить в яшмах.

В простейшем случае, когда диффузионные фигуры «светлого агрегата» не метаморфизованы, полосы, слагающие их, состоят из цепочек плотно сросшихся метакристаллов, определяемых по внешним признакам как псевдоморфозы по коффину. Кристаллы-псевдоморфозы имеют крайне низкое отражение в иммерсии и в них отчетливо видна густая равномерная вкрапленность мелких ($n \cdot 10^{-1}$ мкм) светлых зерен окислов урана. В электронном микроскопе в таких гетерогенных псевдоморфозах также можно обнаружить две фазы: изотропный стекловатый материал и сыпь мельчайших (до 0,1 мкм) в поперечнике зародышевых метакристаллов, отнесенных нами к ураниниту с $a_0 = 5,38 \text{ \AA}$.

Метакристаллы коффинита в некоторых полосах замещены окислом урана лишь с периферии. Поэтому полосы здесь превращены в цепочки (в плоскости шлифа) соединяющихся вершинами относительно изометрических футляров. Такие цепочки весьма напоминают охарактеризованные ранее [51] перекристаллизованные кристаллические волокна в сферолитах настурана с той разницей, что цепочки здесь идут не только вдоль волокон измененного сферокристалла настурана, но и поперек их.

Срастаясь между собой, цепочки окисла урана образуют плотный каркас.

Цепочки футляров или гетерогенных псевдоморфоз по коффину в перемычках укрупняются, однако размер метазерен (сыпи) окислов урана в гетерогенных псевдоморфозах остается прежним.

Природу основной (светлой) фазы однозначно определить не удалось. Электронно-микроскопические исследования показывают, что отдельные плотные участки этой фазы после травления имеют структуру раскристаллизованного метамиктного минерала (рис. 1.26 и 1.27) с многочисленными более протравленными центрами. В отдельных участках вскрывается глобулярная структура сферокристаллической раскристаллизации метамиктной фазы (см. рис. 1.26), аналогичная структуре раскристаллизации метамиктного циркона [53]. Окислы урана насыщают псевдоморфозы по коффину (см. рис. 1.27) и образуют плотный агрегат, содовое травление которого выявляет сферолитовое строение.

Оптически хорошо заметна тончайшая полосчатость плотного агрегата настурана. В репликах удается установить, что полосчатость не нарушает директивность в расположении зерен (рис. 1.28,а). В отдельных срезах создается впечатление волокнистости настурана, но по структуре такие волокна отличаются от кристаллических волокон сферокристаллов. Канавки травления в отдельных волокнах проходят по осевой линии и обрываются, не достигая округлого окончания такого «сдвоенного» волокна (показаны стрелкой — рис. 1.29). Иными словами, есть признаки

диффузионного преобразования в самих волокнах. Не исключено, что полые псевдоморфозы — футляры (см. рис. 1.28,б) и сдвоенные волокна — различные формы проявления одного и того же диффузионного процесса.

Периодические текстуры «темной фазы» при больших увеличениях также обнаруживают агрегатное зернистое строение псевдоморфоз (рис. 1.30). Последние четко выделяются на фоне более позднего галенита и сфалерита.

Результаты микроскопических наблюдений противоречат аналитическим данным: состав ($O:U=2,26$) не соответствует настурану с $a_0=5,39 \text{ \AA}$. Микродифракция дает параметр извлеченных частиц $a_0=5,44 \pm 0,03 \text{ \AA}$, но твердость и поведение при растворении не характерны для фазы с $a_0=5,44 \text{ \AA}$. Основная масса растворяется подобно изотропизированному коффиниту (см. рис. 1.23,б). Линии коффинита не обнаружены, а количество кремнезема очень мало. Есть и другие противоречия.

Оставив все неясные моменты для решения при помощи будущих, пока не созданных, приборов, охарактеризуем ту последовательность событий в онтогенезисе настурана, которую можно восстановить при проведении простейших исследований. Отметим прежде всего крупные события, на фоне которых развивается процесс гидротермального метаморфизма настурана: 1) на скаленоздрах кальцита зарождается и вырастает сферолитовая корка настурана; 2) после длительного перерыва происходит интенсивная доломитизация кальцит-настурановых жил, охарактеризованная ранее [40] (кальцит нацело замещается доломитом); 3) после второго длительного перерыва и возобновления гидротермальной деятельности появляются поздние сульфиды Pb, Zn, Cu.

Метаморфизм настурана наиболее интенсивно происходил при доломитизации рудных жил. Неправильное, незакономерное расположение трещин свидетельствует [44] об изотропизации сферолита, что может быть связано с гидратацией и метамиктным распадом настурана в связи с выделением из решетки $(U, Pb)O_{2+x}$ радиогенного свинца.

В дальнейшем происходили периодические диффузионные процессы изменения метамиктного вещества. Первая волна диффузионного изменения распространилась в глубь изотропного вещества от трещин и ослабленных зон. Можно только предполагать, что от трещин диффундировал кремнезем, в то время как происходила встречная диффузия урана IV, а остаток обогащался ураном VI и свинцом. Во всяком случае, параллельно со стяжением и образованием диффузионных фигур, состоящих из плотноупакованных цепочек лучистых и параллельных сростков микронных кристаллов

коффинита, происходила своего рода «отгонка» какого-то вещества, замещенного впоследствии поздним коффинитом и сульфидами. Не исключено, что это был уранат свинца.

Так или иначе, но это гипотетическое соединение заканчивает в виде тонкой каймы образовавшийся коффинитовый агрегат. Вторая и третья волны также включают смену плотного коффинитового агрегата из цепочек коффинита каемкой гипотетической «темной фазы», но процесс здесь развивается не только вдоль трещин, но использует также границы раздела измененного настурана и продуктов диффузионного изменения первой волны.

В отдельных участках происходила перекристаллизация цепочек в диффузионных фигурах. Пачки зернистых цепочек «размывались» поперечными зонами, а стенки образующихся пустот или диффузионных прожилков покрывались более крупными кристаллами коффинита («друзы перекристаллизации», по Д. П. Григорьеву [36]).

Заканчивается процесс диффузионного преобразования замещением коффинита. Мелкие зерна и лучистые сростки кристаллов коффинита замещаются нацело или с периферии («оболочковые псевдоморфозы», «футляры») окислом урана (рис. 1.24,б). В неполностью замещенных кристаллах коффинита различимы многочисленные центры кристаллизации окислов урана. Преобразование $USiO_4 \rightarrow UO_{2+x}$, по-видимому, произошло до кристаллизации сульфидов: в метакристаллах галенита можно встретить зерна окислов урана.

С сульфидами по трещинкам, возникшим в результате объемных изменений, откладывается поздний коффинит. Это — вторая стадия преобразования в восстановительных условиях. Содовое растворение вскрывает вокруг прожилков коффинита ореолы развития пластинчатого, желтого на просвет, минерала, напоминающего уранат свинца. Вскрываются и другие изменения, но здесь уже трудно говорить, произошли они в природе или вызваны искусственно в горячих содовых растворах. В некоторых диффузионных фигурах перекристаллизации удастся установить следы по крайней мере шести последующих изменений, следы каких-то микроскопических «метасоматических колонок» и других процессов, распознать которые при наблюдении в иммерсии (увеличение в 2500 раз) не представляется возможным.

Наибольший интерес представляет приуроченность всех минералов урана, возникших в процессе изменений и преобразований, непосредственно к псевдосферолитам настурана. Минералов урана за пределами псевдосферолитов не обнаружено. О свинце сказать что-либо трудно, поскольку галенит, как и сфалерит, появляется и внутри псевдоморфоз, и за их пределами в доломите.

Так или иначе, но химический состав псевдосферолитов близок (по $O:U$) к первичным высоковосстановленным настуранам, и у нас есть все основания рассматривать данный случай как пример неоднократного гидротермального метаморфизма сферолитов настурана.

1.5. СТРУКТУРЫ РОСТА И РАЗЛОЖЕНИЯ В ТИТАНАТАХ УРАНА

Исследования структурных особенностей минеральных индивидов и агрегатов титанатов урана — давидита и браннерита — некоторых рудопроявлений Сибири дают информацию об условиях их образования и разложения.

Давидит

Давидитовое рудопроявление представляет собой штокверк сближенных кварц-скаполит-альбитовых жил в толще биотитовых кристаллических сланцев кембро-ордовикового возраста. Оруденение связывается с герцинскими гранитоидами, прорывающими эту толщу.

Мощность жил сильно варьирует по простиранию и с глубиной; контакты их с вмещающими породами резкие. Изменение последних состоит в интенсивной хлоритизации биотита сланцев, сменяющейся у самого контакта серитизацией и окварцеванием, одновременно появляется эпидот (клиноцоизит), иногда — карбонат. Характерно переотложение акцессорных минералов сланцев — ильменита, рутила, апатита — с укрупнением и «стягиванием» их к жилам. В призальбандовой части жил множество «отторженцев» вмещающей породы, измененных в различной степени, вплоть до образования «теневого реликтов», состоящих из мелкозернистого агрегата кварца, хлорита, серицита с клиноцоизитом, карбонатом и альбитом.

По способу образования жилы должны рассматриваться как конкреционно-метасоматические [34].

Текстура жильного выполнения массивная, иногда пятнистая; главными минералами являются скаполит, альбит и кварц, остальные количественно резко подчинены и в значительной мере являются либо реликтовыми (полевой шпат, биотит, частично кварц, ильменит, рутил, апатит), либо новообразованными при замещении вмещающих сланцев. Рудные минералы — давидит и ильменит; спорадически встречаются магнетит и сульфиды — сфалерит, халькопирит, пирит.

В процессе формирования жил установлены две стадии (рис. 1.31). Наиболее ранними являются кварц и скаполит, сопровождаемые клиноцоизитом и хлоритом, более поздним — альбит, который пересекает и замещает скаполит и разъедает кварц. Альбитизация проявляется и в околожилных изменениях, накладываясь на предшествующую хлоритизацию и серицитизацию.

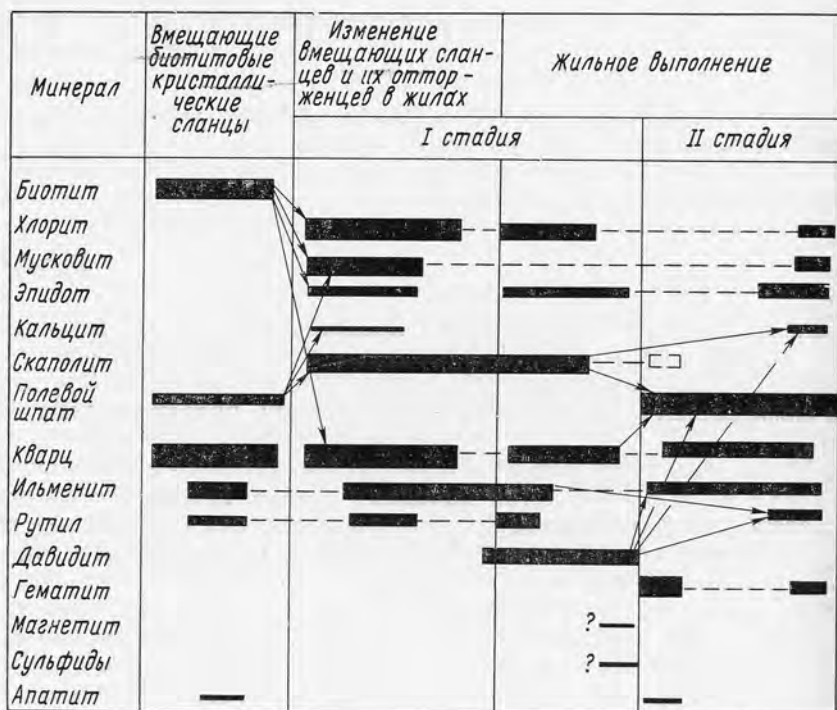


Рис. 1.31. Схема последовательности минералообразования на давидитовом рудопоявлении (стрелками показаны замещения минералов, пунктиром — их переотложение)

Рудные минералы тяготеют к приальбандовым частям жил, образуют цепочки зерен вдоль границы с отторженцами сланцев или их реликтов. Жилы на флангах содержат ильменит и бедны давидитом, в центральной части ильменита меньше. Он часто оказывается продуктом изменения давидита.

Давидит образует черные, с сильным смолистым блеском на свежем сколе неправильные или округлые зерна до 2 см в поперечнике, которые просвечивают красным в тонких осколках

[1, 76]. После травления аншлифов параами HF (экспозиция 30—50 сек) обнаруживается поликристаллическое строение зерен. Внутренние части индивидов имеют зазубренные очертания. Поликристаллическое ядро подчеркивают включения кварца, следы слабого катаклаза, растворения и последующего залечивания (рис. 1.32). В периферической части зерен развито тонко-зональное нарастание минерала с большим количеством пирамид роста, граница между которыми обычно сложная (см. рис. 1.32 и 1.33). Лишь изредка зональность имеет правильные кристаллографиче-

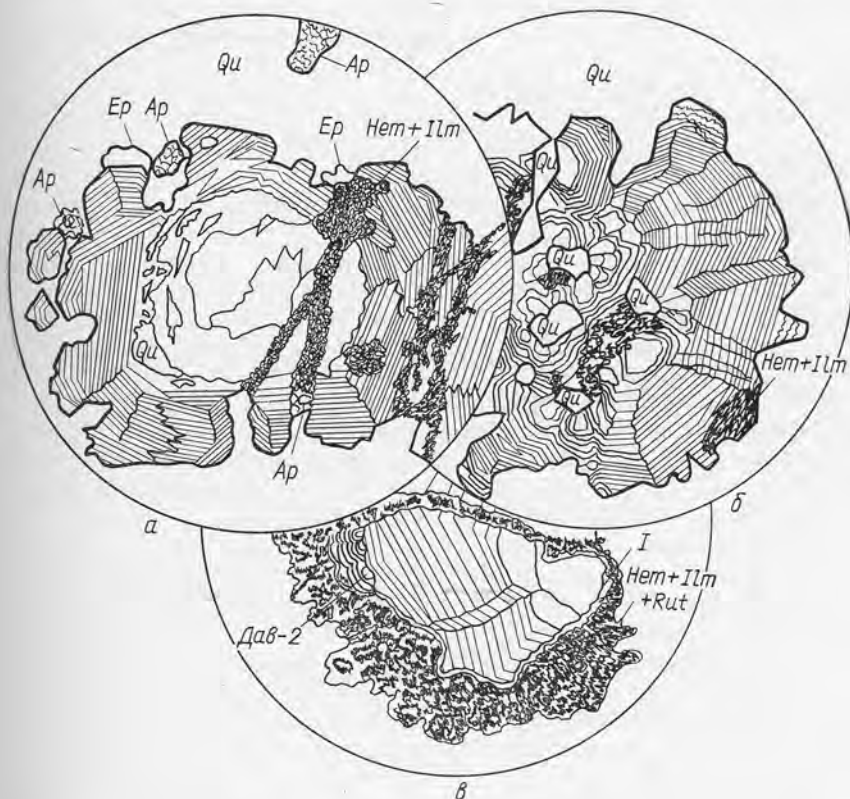


Рис. 1.32. Строение зерен давидита:

а — зональный кристалл давидита со следами дробления поликристаллического ядра и включениями кварца между ядром и зональной периферией; *б* — обрастание зерен кварца агрегатом зерен давидита с последующим их зональным ростом; *в* — давидит второго зарождения (Дав-2) на зональном кристалле давидита. По границе давидита и продуктов его замещения (гематит+ильменит+рутил) — каемка с пониженной отражательной способностью (*И*). Qu — кварц, Ep — эпидот, Ap — апатит, Hem+Ilm — жилки гематита с ильменитом, Rut — рутил

ские очертания. Характер ее показывает, что отложение давидита часто начиналось на кварце. Последний отлагался и во время роста давидита, консервируясь на границе поликристаллического ядра и зональной периферической части его выделений (см. рис. 1.32,б). В периферической части зерен зональность резко прерывается кварцем. Глубоко расчлененный контур давидитовых зерен свидетельствует о разъедании давидита после его отложения продолжавшим кристаллизоваться кварцем. В отдельных отросткообразных реликтах давидита по краям его зерен наблюдается резкое изменение зональности с образованием новых пирамид роста, расположение которых (огибание граничащего кварца новыми зонами) показывает, что после общего разъедания давидита кварцем в конце кристаллизации титаната происходит его дорастание на отдельных участках. Об этом же свидетельствует и образование мелких, очень тонкозональных выделений давидита, изредка наблюдаемых вдоль границы крупных его зерен (рис. 1.32,в). Такое отложение давидита более позднего зарождения (возможно, переотложенного из резорбированных кварцем участков) наблюдается очень редко, что в значительной мере объясняется плохой сохранностью краевых частей зерен давидита. Процесс начинается, по-видимому, с образования мельчайших пластинчатых и скелетных вростков (рис. 1.34). Приуроченность вростков к одним зернам и отсутствие их в других можно связать с неоднородностью давидита, а их образование — с распадом твердых растворов. Более значительные изменения приводят к образованию множеств тонких прожилков ильменита с гематитом, которые не выходят за пределы зерен давидита, а на их периферии, сливаясь, образуют сплошные неровные каемки, в которых помимо ильменита и гематита участвуют эпидот и апатит.

Давидит здесь сохраняется в виде разрозненных реликтов (рис. 1.35,а). Новообразования отделяются от обычного давидита узкой зоной, в которой давидит обладает пониженным отражением и меньшей твердостью.

Ильменит образует либо закономерно ориентированные мелкие пластинчатые вростки в гематите, либо срастания с последним, напоминающие «структуру олеандровых листьев», которые рассматриваются П. Рамдором [101] как структуры распада твердых растворов.

Удается проследить и дальнейший процесс изменения. Ильменит переходит в рутил: сначала в отдельных участках у него несколько повышается отражение и появляется розоватый оттенок, розовые и красные внутренние рефлексy и усиление анизотропии минерала. На месте гематита остаются рыхлые желтые скопления лейкоксена, которые в отраженном свете имеют вид черных борозд

(рис. 1.35,б), а в скрещенных николях обнаруживают характерные для лейкоксена внутренние рефлексy. Вокруг зерен давидита с такой степенью изменения наблюдаются ореолы покраснения, по-видимому, вызванные переотложением исчезнувшего из сростаний гематита по трещинкам в окружающих давидит минералах.

Гораздо реже наблюдалось изменение давидита с переходом в рутил+гематит без образования отмеченных сростаний последнего с ильменитом. Характерно, что эпидот, принимающий участие в замещении давидита, в отличие от клиноцоизита жильной массы и околожильных изменений, становится бурым и по оптическим свойствам приближается к алланиту (ортиту). Судя по α -радиографии, уран давидита при его изменении наследуется всеми новообразованными минералами.

В связи с описанными изменениями интересно исследовать вопрос о присутствии на дебаграммах типичных давидитов линий, близких по межплоскостным расстояниям к характерным линиям ильменита и рутила. Были сняты дебаграммы измененного образца (с участками ильменит-гематитовых сростаний) и образца, зерна которого не обнаруживают изменения. Без отжига оба образца оказались рентгеноаморфными, несмотря на присутствие в первом ильменита, гематита и рутила. Вероятно, в этом случае происходит поглощение отражений от плоских сеток новообразованных минералов аморфной массой давидита. После отжига в течение часа при 800°C на воздухе оба образца дали слабые рентгенограммы, при этом линии, близкие по значениям d/n к линиям ильменита и рутила, присутствуют на обеих. Это как будто подтверждает предположение Г. А. Сидоренко [112] об образовании ильменита, гематита и рутила в процессе отжига. Однако исследование неизмененного давидита методом электронной дифракции (аналитик Л. В. Никишова) выявило не только наличие кристаллической структуры у рентгеноаморфного давидита, но и неоднородность этой структуры. Снимки с беспорядочно ориентированных (из-за отсутствия спайности) частиц давидита дают при электронной дифракции сеть рефлексов, позволяющих говорить о наличии разных структур уже в неотожженном материале. Можно думать поэтому, что проявление характерных линий ильменита, рутила и гематита после отжига давидита связано не с возникновением последних при отжиге, а лишь с упорядочением и укрупнением их зародышей, существующих в метамиктном давидите и проявляющихся, как и в случае с отжигом заведомо измененного давидита, лишь после частичного восстановления решетки минерала-хозяина.

По времени отложения давидит близок к кварцу. Он выполняет трещинки в крупношестоватых агрегатах скаполита, встречается

в маломощных кварцевых жилках, секущих скаполит, но иногда скаполит обнаруживается вместе с другими минералами, замещающими давидит. В альбитизированных участках давидит замещается и разбедается альбитом.

Гидротермальная природа жил с давидитом не вызывает сомнения. Об этом свидетельствует парагенезис жильных минералов — скаполит, клиноцоизит, хлорит, мусковит, кальцит, гематит, а также характер гомогенизации включений минералообразующей среды в жильном кварце и скаполите. Среди них обычны газово-жидкие и трехфазовые включения. Растворение твердой фазы происходит при 120—180°C, а полная гомогенизация двух- и трехфазовых включений в интервале 280—380°C.

Высокое содержание титана в кристаллических сланцах (в среднем 0,8%) и отмеченное перераспределение его при формировании жил позволяют считать вмещающие породы источником титана (и железа) при образовании давидита и ильменита в жилах. Это подтверждается наличием в обоих титанатах таких характерных элементов — примесей сланцев, как ванадий, никель и хром. Напротив, бедность вмещающих пород ураном и редкими землями указывает на привнос этих элементов растворами. По-видимому, как раз соотношением главных компонентов — избытком реакционноспособного титана и малым содержанием урана — определяется только титанатная форма урановой минерализации данного рудопроявления; именно этой причиной можно объяснить образование на флангах месторождения жил с ильменитом, но без давидита.

Браннерит

Браннеритовое рудопроявление локализовано в зоне дробления роговиков, развившихся по песчано-сланцевым отложениям среднего девона в экзоконтакте герцинского гранитоидного интрузива. Роговики тонкозернистые, слабополосчатые, с пятнистой структурой, обусловленной развитием биотита, хлорита и гидрослюда.

В зоне дробления роговики неравномерно осветлены вдоль тонких трещин. Осветление сопровождается укрупнением зернистости минерального агрегата, биотит быстро уступает место хлориту и серициту, происходит уменьшение количества рудного минерала, причем часть магнетита замещается гематитом. Лейкоксен, преобладавший в неизменных роговиках, становится подчиненным рутилу, зерна которого укрупняются и сегрегируются в скопления, тяготеющие к трещинкам и тонким кварцевым и хлоритовым жилкам. При более сильном осветлении наблюдается увеличение количества кварца, появление «лапчатых» зерен альбита, хлорита,

карбоната. Полное осветление роговика превращает его в хлорит-альбито-кварцевую породу, местами — в кварцит.

Брекчирование и осветление роговиков сопровождаются образованием жил и гнезд, выполнением пространства между обломками альбито-кварцевым материалом. Жилки нередко зональные, зальбанды их сложены кварцем друзовой структуры, реже — шестоватым агрегатом зерен альбита, центральная часть выполнена крупнозернистым беспорядочно ориентированным агрегатом тех же минералов. В виде неравномерно распределенных скоплений встречается крупночешуйчатый хлорит — корундофиллит, в подчиненном количестве отмечаются мелкочешуйчатый мусковит, флюорит и рутил.

Браннерит образует рассеянную вкрапленность мелких (до 0,1—0,3 см) зерен в осветленных роговиках и крупные (до 1,5 см в поперечнике) зерна в кварц-альбитовых жилах, где он обычно ассоциирует с крупночешуйчатым корундофиллитом и иногда находится с ним в тесном прорастании. Подобно рутилу и часто в ассоциации с ним браннерит образует цепочки зерен в тонких трещинках. Зерна неправильные, часто округлые и сплюснутые; кристаллы не наблюдались. Цвет минерала меняется от шоколадно-коричневого до канифольно-желтого, соответственно варьирует и блеск — от смолистого и алмазного у темных зерен до жирного и воскового у желтых. Переход от коричневых участков к желтым то резкий, то постепенный. В наиболее светлых местах заметны тончайшие желтые жилочки, а при максимальном увеличении видно, что непрозрачность минерала обусловлена диспергированной во всей массе зерен минерала хлопьевидной взвесью, особенно заметной на светлом желтом фоне. Независимо от окраски минерал изотропен. Показатель светопреломления колеблется (от 1,886 до 1,905). Минерал метамиктен, после отжига дает удовлетворительную дебаграмму браннерита. Тончайшие прожилки в зернах браннерита диагностируются как рутил, реже встречается сфен. Прослеживается весь процесс разрушения браннерита. Наиболее темные — наименее измененные — участки его зерен обнаруживают лишь незначительное понижение отражения вокруг включений хлорита и вдоль тончайших трещинок, где в виде отдельных зерен встречается рутил. При большей степени изменения в браннерите усиливаются внутренние рефлексии, увеличивается количество рутила и становится отчетливей его сегрегация в виде жилок, параллельно увеличивается количество светло-серого минерала, сопряженность которого с жилками рутила и трещинками делается несомненной (рис. 1.36,а). «Кружевные» выделения этого минерала (рис. 1.36,б) близки к графическому узору («мирмекиты», в понимании П. Рамдора [101]). Невольно напрашивается вывод

о разложении браннерита с обособлением в виде окислов его компонентов — UO_2 и TiO_2 . Но если диагностика рутила в новообразованиях не вызывает сомнения, то диагностика светло-серого минерала оказалась весьма затруднительной: зерна его — «хлопьевидная взвесь» — очень тонки, и сквозь них просвечивают внутренние рефлексы включающего их браннерита. Поэтому лишь в наиболее измененных местах, где выделения светло-серого минерала разрастаются и несколько обособляются, становится возможным определить его оптические свойства.

Минерал обладает отражением более высоким, чем у железистого сфалерита, изотропен, изредка обнаруживает буроватые внутренние рефлексы, возможно, за счет окружающего браннерита.

Изотропность и отсутствие двуотражения отличают от сходного по характеру выделения, внутренним рефлексам и отражательной способности гётита. По своим свойствам минерал напоминает настуран II—III (по М. В. Соболевой и И. А. Пудовкиной [114]).

Образование новых структур в распадающемся браннерите устанавливается и для, казалось бы, совершенно неизменных его зерен, в которых под микроскопом не обнаруживается обособлений рутила и настурана. Такие однородные зерна подвергались электронографическому исследованию: серия снимков беспорядочно ориентированных частиц показала, что минерал характеризуется блочной структурой, с различным характером кристаллической решетки в каждом из блоков.

По времени выделения браннерита, хлорита, кварца и альбита образование рудопроявления может рассматриваться как одностадийный процесс, в котором метасоматическое замещение (осветление роговиков) сочеталось с конкреционным отложением вещества в трещинах. При этом заимствование титана из вмещающих пород хорошо иллюстрируется стягиванием рутила к трещинам, уменьшением содержания TiO_2 в осветленном роговике по сравнению с неизменным, совместным нахождением рутила и браннерита в трещинках. Необходимый для образования браннерита уран, очевидно, приносился альбитизирующими растворами, причем количество его оказалось недостаточным для реакции со всем имевшимся в зоне осветления титаном. Вероятно, этим объясняется и повышенное содержание в браннерите кальция.

Образование титанатов урана в различных процессах и температурных условиях показывает, что их распространение может быть более широким, чем это отмечалось до сих пор. Наблюдавшиеся структуры распада титанатов с обособлением входящих в их состав окислов наводят на мысль, что в некоторых случаях они могут оказаться минералами-эфемерами, промежуточными

продуктами, которые исчезают при достаточно длительном и изменчивом по условиям процессе преобразования.

Образуюсь при разных температурах, титанаты урана оказываются равно неустойчивыми и подвергаются последующему разложению, так что температура их образования сама по себе не определяет их устойчивости. В то же время можно заметить, что более склонными к изменению и разложению оказываются титанаты, образование которых прямо связано с метасоматическим изменением пород и извлечением из последних титана. Нередко само отложение титанатов при этом оказывается метасоматическим. По сравнению с этим образующиеся в условиях выполнения полостей титанаты даже при большой неравновесности процесса их кристаллизации оказываются менее подверженными изменению. Причина этого кроется, по-видимому, в большой химической (и часто механической) неоднородности минералов при метасоматическом их образовании.

1.6. СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СОСТАВ ДАВИДИТА

Давидит, впервые открытый в Австралии еще в начале XX в. Моусоном [161—163], продолжает оставаться среди минералов, принадлежность которых к тем или иным структурным группам и даже само существование в качестве самостоятельного минерального вида дискуссионны. Это началось почти с момента его открытия, когда Крук и Блейк [147] высказали мнение, что давидит является ильменитом, импрегнированным редкоземельными титанатами, карнотитом и рутилом. Много позднее Шейв [172] предположил, что давидит является урансодержащей разновидностью ильменита, а Уитл [178] привел доказательства в пользу этого предположения и показал, что австралийский давидит в ряде случаев псевдоморфозно замещает ильменит и гематит и состоит из тесно сросшихся агрегатов окислов субмикроскопических размеров.

В это же время появились статьи и справочники, в которых минералам давидитового состава, найденным за пределами Австралии, присваивались самостоятельные названия — уфертит, ферутит, мавудзит — на основании различия дебаегграмм рекристаллизованных минералов [1, 14, 70, 175]. Аргументы в защиту давидита как самостоятельного минерального вида были приведены в работах Баннистера и Хорна [140] и Хейтона [156]. В 1960—1961 гг. появились кристаллохимические работы Пабста [167, 168], которому удалась монокристаллическая рекристаллизация давидита из Аризоны, а несколько позднее в СССР был найден

и изучен неметамиктный редкоземельный давидит из сненитов Вишневых гор [24, 61]. В этих же работах была доказана идентичность структур давидита, ферутита и уфертита, рекристаллизованных в одних и тех же режимах прокаливания. Первый синтез давидита из расплава и изучение структуры этого соединения были проведены в 1961 г. [145]. Дебаграммы неметамиктных давидитов из сненитов Кирумбы (Заир) [177] без нагревания дали полную картину дифракции рентгеновских лучей, аналогичную приведенной у Пабста при отсутствии линий рутила, ильменита и других фаз. Проведенные исследования практически сняли возражения против существования давидита как самостоятельного минерала. Однако принадлежность его к той или иной структурной группе сложных окислов продолжает обсуждаться. Так, Н. А. Кулик [76] на основании наблюдений псевдоморфных замещений давидита ильменитом и гематитом и описанных Уитлом [178] случаев образования обратных псевдоморфоз давидита по ильмениту и гематиту относит давидит к группе ильменита. Рауз и Пико [166], изучив структурные соотношения между сенантом, магнетоплюмбитом и давидитом, пришли к выводу о наличии тесной структурной связи между сенантом и давидитом, причем сенант, по их мнению, является по структуре связующим звеном между группой давидита и магнетоплюмбита. Это сравнение особенно интересно в связи с обнаружением свинцово-содержащего давидита в Македонии [176]. В одной из последних кристаллохимических классификаций урановых минералов [90a] давидит включен в группу бетафита.

Причинами споров о природе давидитов, очевидно, являются: 1) тесные сростания этого минерала с другими минеральными фазами, обуславливающие невозможность выделения чистых мономинеральных фракций для химического анализа, что и объясняет колебания их результатов; 2) обычное отсутствие четких кристаллических форм, колломорфные макроструктуры, наличие псевдоморфоз; 3) структурная неоднородность давидитов, видимая даже в оптический микроскоп; 4) неполная идентичность рентгенограмм рекристаллизованных давидитов, обусловленная не только неоднозначными режимами прокаливания минералов, но и влиянием примесей и исходной неоднородностью структур.

Указанные причины приводят к необходимости изучения природы давидита более тонкими методами электронной микроскопии, электронного микронзондирования и синтеза аналогов природного минерала в лабораторных условиях.

Авторы в течение ряда лет занимались изучением давидитов с целью выяснения условий их образования. Некоторые результаты, полученные при этом, излагаются ниже.

Тонкие структуры давидита, выявленные при электронно-микроскопическом изучении

Под электронным микроскопом были изучены образцы нескольких природных отечественных давидитов, представленные метамиктными минералами из редкометальных пегматитов Бетпакдалы (коллекция Е. И. Семенова), хрусталеносных пегматитов (коллекция Е. С. Ильменева), альбититов (коллекция Э. В. Петросяна и Л. С. Рудницкой). Кроме того, исследовались зарубежные давидиты из кварц-биотитовых жил Южной Австралии и измененных спессартитов Аризоны (коллекция Минералогического музея АН СССР). В связи с тем, что реплики с естественных сколов минералов были невыразительны, изломы перед напылением обрабатывались концентрированной серной кислотой в течение 3—10 мин. Исследования велись на чешском электронном микроскопе Tesla BS-242E методами одноступенчатых угольных и двухступенчатых угольно-целлюлозных реплик.

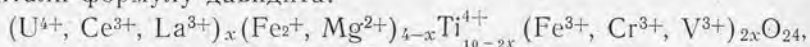
Давидит из редкометальных пегматитов Бетпакдалы описан в работе Е. И. Семенова [111]. Он является ретгеноаморфным, хотя слабо радиоактивен. Под электронным микроскопом структура метамиктного минерала оказалась чрезвычайно неоднородной. Чаще всего наблюдалась глобулярная структура. В одних участках глобулы тесно упакованы (рис. 1.37), в других — разрознены. Интересно наличие в последних случаях сростков глобул, переходящих в своеобразные агрегаты (рис. 1.38). Местами структура минерала напоминает фибриллярную со сноповидными, дендритовыми участками (рис. 1.39). Встречаются также почковидные, гроздевидные и петельчатые структуры. Структуры редкоземельного давидита из хрусталеносных пегматитов [68] похожи на описанные выше. Наиболее типичны также глобулярные и дендритовые (рис. 1.40) структуры. Часто встречаются сферолиты концентрически-зонального и радиально-лучистого сложения, реже — спирального (рис. 1.41). Указанные структуры напоминают до мелких деталей структуры искусственных полимеров [6, 71].

Структуры урановых давидитов отличаются от описанных. Давидит из альбититов [90] характеризуется полосчатым рельефом, характерным для кристаллических образований, с участками, насыщенными многочисленными мелкими овальными и каплевидными включениями (рис. 1.42) окислов железа и урана, индивидуальность которых была обнаружена с помощью микроанализатора. В давидите из Южной Австралии травлением выявлено наличие короткопризматических мелких включений псевдобрукитового облика, а также кристаллов ромбоэдрической, пластинчатой фазы, вероятно, — ильменита. На протравленных сколах давидита

из Аризоны обнаружены включения мелких кристаллов и их сростков давидита (рис. 1.43). Нередко эти сколы имеют рельеф, характерный для кристаллических образований. Этот давидит — наименее метамиктный из изученных. В целом структуры урансодержащих давидитов отличаются от структур редкоземельных давидитов, являясь структурами распада сложного окисла на более простые. Естественно, что анализы давидитов, претерпевших такой распад, не могут дать картины истинного химического состава давидита.

Химический состав природного и синтетического давидита

Опубликованы результаты около 50 химических анализов давидита, большая часть которых является анализами концентратов этого минерала или продуктов его изменения. Эти анализы плохо согласуются между собой. Между тем правильная оценка состава давидита необходима для определения условий синтеза и состава шихты. Как уже указывалось, попытка синтеза давидита описана в литературе. Контаг и Штрунц [145], используя параметры решетки и экспериментально определенную плотность, рассчитали формулу давидита:



где $x \approx 1$, упрощенно $UFe_3^{2+}Fe_2^{3+}Ti_8O_{24}$. На основе этой формулы ими была приготовлена шихта состава $UO_2 + 3FeO + Fe_2O_3 + 8TiO_2$ (плюс небольшое количество La_2O_3 , которое авторы не указали точнее). По их данным, после нагревания до $1300^\circ C$ в атмосфере азота им удалось синтезировать давидит.

Мы сделали несколько попыток воспроизвести указанные эксперименты, но давидит из шихты данного состава синтезировать не удалось. При $1300^\circ C$ шихта не сплавилась и осталась полифазной, а при более высоких температурах происходила кристаллизация псевдобрукита. Формула, предложенная Баннистером и Хорном, — $AB_3(O, OH)_7$, где $A = Fe^{2+}, TR^{3+}, U^{6+}, Ca^{2+}, Na^+, Zr^{4+}, Th^{4+}$, а $B = Ti^{4+}, Fe^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+}$, хотя и цитируется во многих статьях и руководствах, не обоснована кристаллохимически и допускает слишком широкий гетеровалентный изоморфизм. Поэтому ею нельзя было воспользоваться для выявления состава шихты и условий синтеза. Другие авторы [143, 168] также предложили формулы с широким диапазоном гетеровалентного изоморфизма. Например, формула давидита, предложенная Пабстом, — $La_{0.5}(U, Ce)_{1.0}(Fe^{2+}, Fe^{3+})_{4.5}(Ti, Fe^{3+})_{15}O_{36}$ — не позволяет оценить соотношение Fe^{2+} и Fe^{3+} в минерале и определить количество в нем титана, урана, церия и железа.

Использование для расчета состава шихты более конкретных формул, предложенных Нейменом и Сведрупом [164] для редкоземельного давидита $Y_2Fe_6^{2+}Ti_{12}O_{33}$ ($Y=Y, La$ и др.) и уранового давидита $U_2Fe_6^{2+}Ti_{10}Fe_2^{3+}O_{33}$, привели к синтезу из расплава в атмосфере аргона ильменита с примесью фаз UO_2 и Y_2O_3 .

В связи с указанными обстоятельствами была статически обработана выборка из 42 анализов давидитов. Оказалось, что для Fe_2O_3+FeO максимальная частота встречаемости характерна для содержания $28\pm 1\%$, а для суммы редких земель и урана — $15\pm 1\%$, что свидетельствовало о том, что на долю TiO_2 оставалось $57\pm 1\%$. Для выяснения возможностей вхождения Fe^{2+} и Fe^{3+} в состав минерала опыты ставились с шихтой, содержащей наряду с La_2O_3 и TiO_2 только FeO или Fe_2O_3 и смесь этих окислов при соотношении $Fe^{2+}:Fe^{3+}=1:1$. Синтез протекал в атмосфере аргона в платино-родиевой печи сопротивления. Давидит был синтезирован лишь из расплава, в состав которого входило двухвалентное железо. Температура плавления синтетического лантанового давидита $1360\pm 20^\circ C$. Кристаллизация происходила при $1320\pm 20^\circ C$. Давидит был проанализирован на японском микроанализаторе JXA-3A (аналитик А. С. Авдонин). Состав синтетического давидита (58,0% TiO_2 , 26,9% FeO , 14,6% La_2O_3 $\Sigma=99,5\%$) согласуется с формулой, предложенной Раузом и Пико: $La_2Fe_4Ti_{15}O_{39}=(Ti, Fe, TR)_{21}O_{39}$. Стекло с таким же составом хорошо раскристаллизовывается в давидит в кислых растворах ($pH=2-5$) при температурах выше $400^\circ C$. Попытки синтезировать чистый урановый (U^{4+}) давидит в этих же условиях кончились неудачей, так как произошла кристаллизация псевдобрукита. Интересно, что обработанный в гидротермальных условиях в растворе $HCl+NaCl$ ($pH=4,8$, $t=550^\circ C$, $p=500$ $кГ/см^2$) урановый давидит из альбититов, описанный в работе Петросяна Э. В. [90], перекристаллизовался в агрегат совершенных кристаллов давидита (рис. 1.44), дающий четкую дифракцию рентгеновских лучей, свойственных давидиту.

Таким образом, природные давидиты представляют собой самостоятельный минеральный вид сложных окислов, близких к сенанту. Их аналоги были синтезированы из расплавов и в гидротермальных условиях.

Образование давидитов, судя по результатам синтеза и рекристаллизации, возможно только в восстановительных по отношению к трехвалентному железу условиях.

Электронно-микроскопическое изучение показывает существенное отличие структур метамиктных урановых и редкоземельных давидитов. Для урановых давидитов характерны структуры рас-

пада, сопровождающиеся образованием включений окисных минеральных фаз. В редкоземельных давидитах преобладают «колломорфные» структуры: глобулярные, гроздевидные, скорлуповатые, сферолитовые, петельчатые, дендритоподобные. В целом природным метамиктным давидитам свойственна неоднородность структуры. Колломорфные структуры изученных образцов метамиктных редкоземельных давидитов до мелких деталей подобны глобулярным и фибриллярным структурам синтетических полимеров.

В отличие от этого синтетические и рекристаллизованные давидиты обладают сравнительно однородной микрокристаллической структурой.

Давидиты имеют сравнительно невысокие температуры плавления — около 1300—1400°C. Поэтому процессы рекристаллизации метамиктных давидитов, характеризующихся структурами распада на окислы, при 1100°C по существу сводятся к спеканию продуктов распада, являясь процессами синтеза. При более низких температурах в таких случаях прокаливание может приводить к окислению и стабилизации недавидитовых фаз.

В воде и в слабокислых водных растворах рекристаллизация метамиктных давидитов происходит при более низких, чем в газовой среде, температурах, начиная с 300°C и выше.

ОСОБЫЕ ВИДЫ СТРОЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ УРАНОНОСНЫХ ЖИЛ

2.1. ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О КОЛЛОМОРФНОМ СТРОЕНИИ АГРЕГАТОВ В УРАНОВЫХ РУДАХ

Для настурановых руд определяющим признаком является колломорфное строение основного рудного минерала — настурана. Большинство выделений настурана состоит из сферолитов, сложенных радиально расположенными волокнами [41, 146], причем радиально-концентрическое строение сферолитов настурана одинаково характерно и для почковидных агрегатов, и для прожилковых сплошных выделений. Отдельные лучи (субиндивиды) в сферокристаллах представлены вытянутыми призмами, растущими перпендикулярно к грани октаэдра (см. гл. 1). Размер волокон в поперечнике невелик (10^{-2} — 10^{-6} см).

Концентрически-зональные сферолиты, помимо расщепления первичных кристаллических зародышей, образуются путем нарастания на округлые зародыши или при возникновении большого числа зародышей с проявлением геометрического отбора при росте [33, 37]. С другой стороны, предполагается, что агрегаты со сферическими поверхностями, получившие название колломорфных (метаколлоидных), возникают и при постепенном отверждении вязкой гелевидной массы [10]. Противоречия между защитниками каждого из двух генетических представлений принципиальны, а приводимые конкретные доводы¹ требуют отдельного обсуждения.

Для скоплений окислов урана характерны массивные почковидные, корковые, гроздевидные компактные выделения, где настуран образует тонкие грубопараллельные, шестоватые, извилистые, волокнистые формы или массивные бесструктурные, на первый взгляд, агрегаты. В компактных скорлуповатых и гроздевидных, а также жильных массах настуранов встречаются и тонкого строения шарики и графические нитевидные, куполообразные, аркоподобные, нодулярные, ячеистые, пористые, ноздреватые, сотовые, тонколенчатые, ячеисто-пористые, дендритовые, с элементами

¹ В том числе содержащиеся в работе И. Н. Кияга [72], вышедшей после сдачи монографии в печать. — *Прим. ред.*

кубической огранки отдельных составляющих выделения, подчиняющиеся иногда форме ранее сформировавшихся минеральных скоплений [141, 151, 158, 173, 179].

По мере расширения арсенала прецизионных методов исследования сферолитовых агрегатов настурана и накопления фактов по строению полиминеральных выделений становится ясным, что так называемые колломорфные выделения могут быть разного генезиса и образовываться в разных условиях, причем для настуранов кристаллизационный рост является решающим [41].

Первые упоминания о метаколлоидных (колломорфных) образованиях появились во второй половине XIX в. в работах ученых разных стран¹.

Ранее отнесение минеральных агрегатов по их структурно-текстурным особенностям к колломорфным в большинстве случаев основывалось на априорном убеждении в обязательности образования сферолитовых форм только из коллоидов. Сегодня основанием для отнесения руд к метаколлоидам служит отсутствие достоверных данных об элементах их кристаллографического строения.

Сами коллоидные растворы, представляющие сложные системы², предопределяют и особый механизм затвердения (коагуляция, в отличие от кристаллизации, идет до конца без наступления промежуточных равновесий между дисперсными фазами и средой, что должно предопределять изоструктурность системы при возможной гетерогенности ее в зависимости от смешиваемости коллоидов), их свойства, например опалесценцию; некоторое движение частиц в коллоидной системе приводит к образованию шарообразных форм из-за соударения и слипания их, равновероятного во всех направлениях [7].

Об устойчивости коллоидных растворов в гидротермах существуют противоположные мнения, однако само существование их, особенно в приповерхностных условиях, не вызывает сомнений [129]. Некоторые исследователи пишут о существовании кол-

¹ Историю исследований см. у В. И. Вернадского [22], Ф. В. Чухрова [130].

² Состояние коллоидных систем определяется соотношением вандерваальсовых сил притяжения между частицами (составляющими дисперсионной фазы) и сил отталкивания. Устойчивость коллоидов обусловлена: 1) образованием на поверхности частиц двойного электрического слоя за счет адсорбции электролита — своеобразного энергетического барьера, препятствующего сближению на расстоянии действия межмолекулярных сил; 2) образованием на поверхности частиц мощного сольватного слоя из молекул дисперсионной среды (в этом случае из-за отсутствия поверхностного натяжения между сольватной оболочкой и средой не происходит соединения); 3) высокой структурной вязкостью за счет образования адсорбционной оболочки из поверхностно-активных молекул, имеющих двумерные кристаллоподобные структуры [25, 56, 103].

лоидов и в глубинных [78, 129] и вулканогенных [75] растворах. Важнейшей предпосылкой образования коллоидов является резкое изменение условий — температуры, давления, растворимости, при этом образование сферолитовых агрегатов в пересыщенных растворах трактуется как стремление однородных сгустков к минимальной поверхности энергии шара; в процессе синерезиса, по мнению сторонников коллоидного происхождения почковидных выделений, происходит объемное «усыхание» и образование трещин.

По данным А. Б. Думанского, Н. Н. Крякова, Е. Г. Лейсиса [56], вследствие изотропности гелевой среды и кратности накопления разрывающих усилий образуются равные по сторонам периметра полигоны трещин, величина которых зависит от степени дисперсности среды, взаимного склеивания частиц, сжатия при их высыхании, толщины сохнувшего слоя. Образование трещиноватости в сферолитах настурана может быть объяснено также перекристаллизацией вещества, своеобразной его «усадкой» из-за большой плотности вновь образованной кристаллической решетки.

При коллоидном происхождении и сохранении этого состояния в твердом виде перекристаллизация происходит, как правило, от краев коагулянтов к центру (закон ортотропизма) с сохранением в ядрах кристаллических агрегатов нераскристаллизованной изотропной массы, причем электронно-графические методы позволяют установить степень аморфности выделений и расположение аморфных и кристаллических частиц. Из-за большой скорости диффузии и повышенной вязкости в дисперсионной среде геля зародыши должны расти во взвешенном состоянии, одновременно предопределяя массивные текстуры [116].

Процесс преобразования бесструктурных гелей, помимо прочего, при формировании коффинит-пиритовых сростков связывается с электростатическими силами, приводящими к взаимориентации образующихся кристаллов внутри сфероидов [107].

Основываясь на плохой смешиваемости (большой вязкости) гелей, многие авторы [97, 155] указывают на различное соотношение минеральных агрегатов в затвердевшей массе, противоречивое соотношение минералов и их взаимопереходы, механические и химические примеси, переменчивость элементов-примесей. Существование коллоидов как возможного источника сферолитовых масс настуранов обосновывается существованием в промышленности так называемого золь-гель-процесса получения плотных шариков окисла [144]. Главными показателями коллоидного происхождения минерала являются аморфность, гетерогенность образовавшегося твердого изоструктурного изотропизированного агрегата, развитие полигональных трещин и рост кристаллических новообразований от краев выделения к центру. Допуская возможность

существования подобных структур у настуранов (нет ни одного описанного примера), следует обратить внимание на следующие обстоятельства: направленность роста первичных сферолитов от центра к их краям очевидна; трещины в настуранах не определяют направлений роста первичных сферолитов, а деформируют их, т. е. образуются после образования первичных сферолитов [41].

Существуют факты, которые могли бы рассматриваться как показатели первично-кристаллизационного образования сферолитов настурана. Настуран отмечен в совместных сростаниях с некоторыми кристаллическими образованиями: кварцем [148], арсенидами [170], пиритом, полевыми шпатами («пертитом»), молибденитом [104], адуляром, галенитом, сфалеритом, пиритом [159], тетраэдритом [83], кальцитом [41]. Настуран метасоматически развивается по скаленоэдрам кальцита [154, 165], по флюориту и доломиту [40, 180], по андезину с образованием дендритовых структур [152], по альбиту в ассоциации с гематитом и калишпатом [157], в ассоциации с кварцем и самородным мышьяком [150].

В некоторых случаях предполагается предварительное растворение зернистых агрегатов, но большинство исследователей подобные зернистые текстуры рассматривают как признак образования минералов из истинных растворов (допускается также попеременное коллоидное и ионное состояния системы).

При наличии сферолитов в виде фигур совместного роста, осевших на верхние части граней кристалла-хозяина [41, 43], вопрос о первично-кристаллизационном образовании сферолитов решается однозначно.

Таким образом, внутреннее кристаллическое строение отдельных сферолитов, тем более расщепление граней кубических зародышей в сферокристаллах, совместный рост их с кристаллами и замещение их, геометрический отбор в сферолитах, зональный рост и т. п. — все это указывает на кристаллизационное происхождение настуранов [41].

Экспериментальные работы также показывают, что плотные твердые колломорфные осадки настуранов образуются в истинных растворах при медленном течении процесса кристаллизации; потеря воды в гидратированных настуранах приводит к образованию «трещин усыхания» [102].

Очевидно, сферолиты отражают прежде всего механизм формирования твердых образований, а не состояние среды. С рассмотренных позиций, термин «колломорфный» (имеется в виду округлая скорлуповатая форма), по традиции сохраняемый для настурановых выделений, отражает лишь форму агрегатов, а не их генезис.

Минералогические уровни¹ — своеобразные представители гравитационных текстур², образовавшиеся в процессе эндогенной седиментации³. Они возникают в результате отложения осадков на дне «карманов» (отстойники) и иных полостей, появляются над «пробками» брекчий в открытых трещинах и обычно характеризуются горизонтально-слоистым строением минерального агрегата. Минералогические уровни широко распространены в крустификационных жилах, где они, как правило, сложены минералами жильного выполнения. Минералогические уровни настурана встречаются сравнительно редко, чаще можно наблюдать седиментационные слоистые агрегаты настурана вдоль лежащего бока жилы.

Изученный минералогический уровень настурана реконструирован по крупному образцу, ориентировка которого относительно направления силы тяжести (вертикали) была определена по участку приращения слоистого агрегата к стенке жилы. Образец массой в несколько килограммов состоял почти целиком из настурана и представил собой часть большого отстойника с типичным для такого рода образований строением — поперечной по отношению к зальбандам слоистостью.

В призальбандовом участке уровня сохранилась часть свода ранее существовавшей полости. В поперечном срезе отчетливо видно, что у свода полости сверху вниз растет мощная почковидная корка, не содержащая слоев сферолито-зернистого агрегата. Под ней снизу вверх разрастается слоистый агрегат, состоящий из ритмичных полос. Ранее сообщались лишь краткие сведения об этом уникальном образовании [41]. Ниже приводятся новые минералогические данные о составе и строении уровня.

Отличительная особенность поверхности каждого слоя настурана — отчетливые знаки ряби (рис. 2.1) и ритмическое строение отдельных лачек слоев (рис. 2.2). Скульптура поверхности каждого слоя весьма напоминает рябь донных осадков, причем как бы ни была мала мощность слоя, при отслаивании всегда можно видеть лишь волнистую поверхность, аналогичную показанной на рис. 2.1. Измерение параметров волн показало, что длина волн (имеется в виду расстояние между двумя соседними гребнями волн в поперечном разрезе [81]) колеблется от 0,1 до 2 мм, высота волн — в пределах 0,2—1 мм.

¹ Термин введен в минералогию Д. П. Григорьевым [32].

² Термин предложен в работе [49]; классификация гравитационных текстур дана в работе [60].

³ Подробнее см. у А. А. Черепанова [126].

Группы валиков (волн) имеют примерно одну и ту же ориентировку, но валики одного слоя не расположены над валиками предыдущего слоя: они образуются в каждой порции сферолито-зернистого осадка самостоятельно. Волнистая поверхность над включениями обломков пород сглаживается, но вблизи них снова возникает. Наблюдается также небольшое локальное изменение ориентировки осей волн относительно какого-то общего направления, а также изменение наклона волн (ориентировка пологих и крутых склонов волн). Если в волноприбойных знаках ориентировка крутых и пологих сторон волн отражает направление движения вод, то в данном случае волнистая поверхность отражает какие-то иные, сложные колебательные движения ураноносных растворов.

Отсутствие точных методов замера волн по слоям и невозможность точного совмещения поверхностей слоев по отношению друг к другу затрудняет сравнение параметров волн и их расположения на поверхности слоев. Однако можно отметить некоторое колебание размеров и ориентировки волн при строго закономерной обязательно проявленной ребристости каждого слоя.

В пределах отдельных пачек слои с волнистой поверхностью в срезе построены сложно: почковидные сферолитовые корки настурана в каждом из них несут в основании сферолито-зернистый агрегат (рис. 2.3 и 2.4). В целом такие пачки имеют ритмическое строение. Отдельные ритмы легко отслаиваются друг от друга, причем отслаивание происходит по границе сферолито-зернистого агрегата и сферокристаллической почковидной поверхности предыдущего слоя. Такие механические свойства связаны с различным физическим состоянием отдельных зон слоев: на почковидную поверхность осаждается агрегат зародышевых сферолитов, дорастание и рост ранее образованной почковидной корки в котором были практически невозможны.

Итак, каждый ритм в наиболее ярком проявлении начинается с осадка сферокристаллов и заканчивается выросшей на нем в результате геометрического отбора тонкой почковидной коркой. Существует, однако, много «стертых» ритмов, где в зернистом агрегате теряются недоразвитые зоны почковидного агрегата, и, наоборот, слои сферолито-зернистого агрегата настолько тонки, что вызывают лишь появление новой почковидной корки, не образуя самостоятельной зоны. В итоге образуются участки сравнительно мощных корок, состоящих из тонких почковидных слоев (см. рис. 2.2 и 2.4).

Однородные сферолито-зернистые массы заполняют и выравнивают углубления между обломками, образуют «горки» у обломков и вертикальных стенок полости, утончаясь по мере удаления от них (рис. 2.3). В каждом микроучастке уровня наблюдаются

всевозможные осложнения ритмичности вблизи реликтов пород, обломков кальцита и отслоившихся от свода полости обломков корок крупносферолитового настурана.

В направлении снизу вверх видно постепенное увеличение мощности почковидных корок настурана и уменьшение в них слоев сферолито-зернистого агрегата. Возрастание диаметра сферолитов

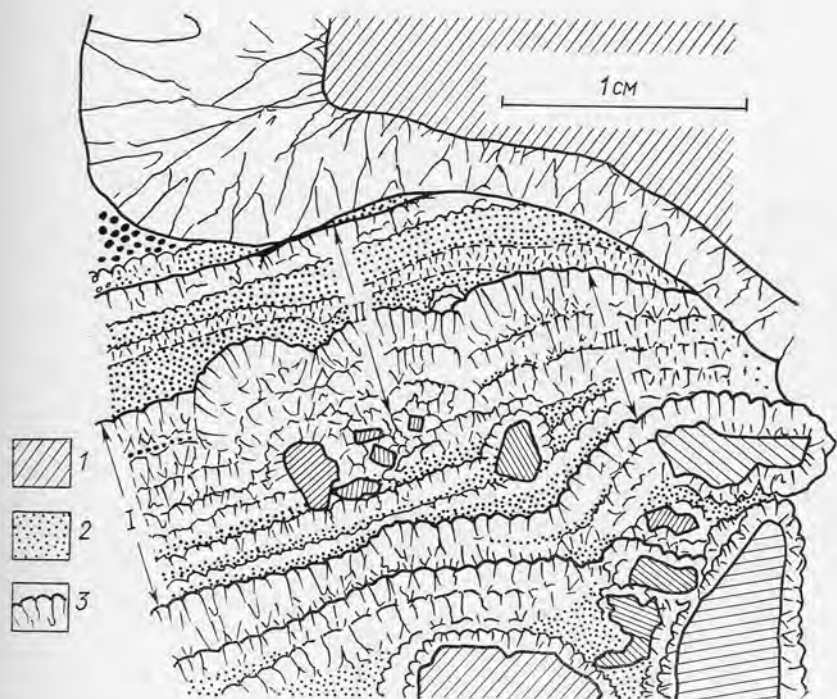
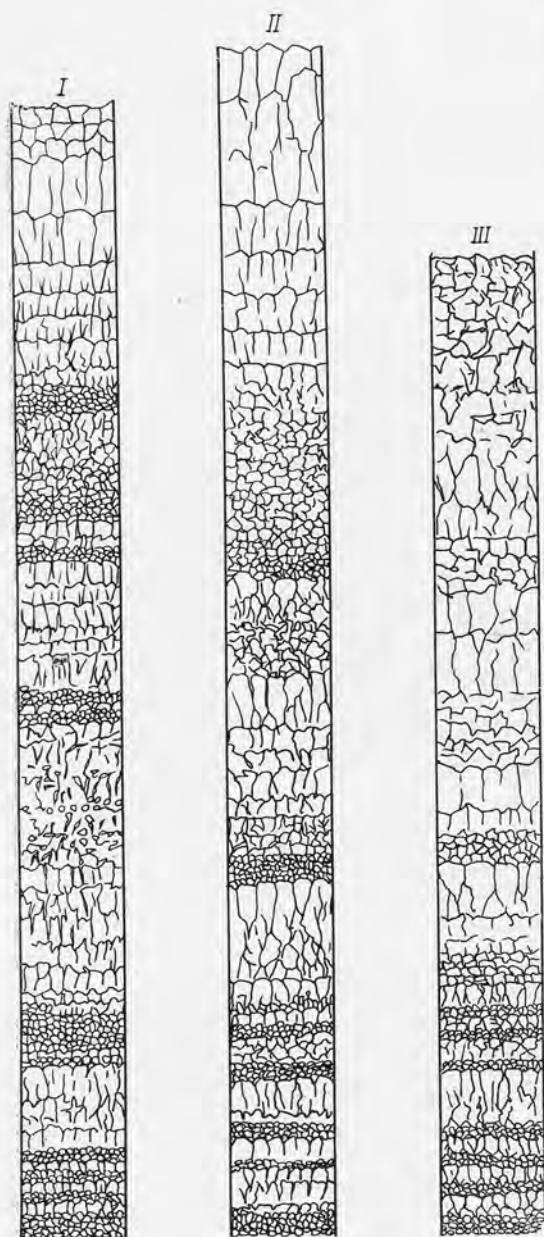


Рис. 2.3. Участок сочленений ритмично-слоистого агрегата дна «уровня» и почковидной корки свода (зарисовка штуфа):

1 — обломки сланцев; 2 — сферолито-зернистый агрегат; 3 — почковидная сферолитовая корка; I—III — положения разрезов, показанных на рис. 2.4

в зернистом агрегате (возможно, отражающее увеличение плотности растворов) и радиуса сферолитов почковидных корок (влияние кинетических факторов) происходит местами и внутри крупных ритмов.

На всем протяжении разреза в сферолито-зернистых слоях наблюдается некоторое обогащение их пиритом, серицитом и карбонатом. Эти минералы обычно равномерно распределены среди



сферолитов настурана. В зернистых слоях, состоящих из более крупных, диаметром до 0,5 мм, сферолитов настурана, заметно увеличение серицита. Пирит и поздний кальцит замещают отдельные зоны или ядра сферолитов настурана.

Параметры элементарной ячейки сферолито-зернистого и почковидного настурана, согласно измерениям Е. Н. Завьялова (МГРИ), практически равны, но некоторые признаки небольшого увеличения параметра у почковидного настурана ($a_0=5,43 \text{ \AA}$) все же есть (у сферолито-зернистого $a_0=5,427 \text{ \AA}$).

При электронно-микроскопическом изучении сколов со сферолито-зернистого агрегата, проведенном совместно с Е. Г. Павловым, авторы установили участки многоглавого роста сферокристаллов (рис. 2.5). Появляется какая-то «бесструктур-

Рис. 2.4. Детали строения ритмично-слоистого агрегата по разрезам I—III (см. рис. 2.3)

ная» фаза, сквозь которую «пробиваются» вершины одинаково ориентированных кристаллических волокон.

Постоянство состава настурана, как и ритмичность осаждения и роста сферолитовых агрегатов настурана, указывают на относительную стабильность химического состава растворов, в которых меняется лишь концентрация соединений урана или сопутствующих соединений.

Сферолито-зернистые агрегаты образовались из наиболее пересыщенных растворов, в которых возникновение новых центров кристаллизации происходило быстрее, а зародышевые сферокристаллы находились во взвешенном состоянии и постепенно укрупнялись в процессе роста. Достигнув величины, при которой сила тяжести преодолевала вязкость среды, сферолиты со все возрастающим ускорением опадали на дно полости, накапливаясь на поверхности сферолитовой корки.

С позиций Г. Б. Наумова [84], пересыщение должно возникать в связи с потерей углекислоты, так как комплексы уранила при этом становятся неустойчивыми; выпадение осадка связано с резким пересыщением, что может быть вызвано быстрым уходом углекислоты, т. е. дегазацией. В общих чертах можно дать и другую трактовку образования резких пересыщений, связав их с повышением давления в растворе газов-восстановителей в результате нового импульса минералообразования или закупорки трещины.

Опыты Миллера [160] показали, что при небольшом количестве сероводорода в качестве восстановителя в одних и тех же температурных условиях окислы урана отлагаются в большем количестве при более высоком давлении. Это объясняется тем, что по мере роста давления возрастает растворимость сероводорода в растворе и, следовательно, увеличивается количество ионов S^{2-} , способных реагировать с ионами уранила.

Знаки ряби — признак, несущий важную генетическую информацию о консистенции осадков, из которых формировались ритмичные агрегаты настурана. Отмечается [81], что знаки ряби характерны для песчаных донных грунтов и отсутствуют на илистых и глинистых участках дна. По аналогии можно полагать, что сцепление между сферокристаллами окислов урана посредством поверхностной пленки было недостаточным, чтобы удерживать зародыши при колебании раствора, и они перемещались в растворе подобно твердым песчинкам.

Длительное время зародыши были относительно свободными, не срастались, и именно это явилось необходимым условием образования валиков ряби. По мере срастания шариков-сферокристаллов валики становились неподвижными и покрывались блестящей

почковидной сферолитовой коркой, образовавшейся в результате геометрического отбора разрастающихся поверхностных сферолитов.

Последующие порции взвеси зародышей осаждались на ребристой поверхности почковидной корки. Заполняя мелкие углубления, осадки зародышей выполаживали рельеф корок и снова образовывали валики, консолидировавшиеся и покрывающиеся коркой в процессе разрастания сферокристаллов.

При разрастании сферолитовых корок отдельные слои осадков из зародышей сферокристаллов были столь тонкими (однорядными), что не образовывали новых собственных валиков. Покрывая почковидную поверхность тончайшей зернистой пленкой или «присылками» разобшенных зародышей, они создают лишь новые центры роста (образование новых «зарождений», по терминологии Д. П. Григорьева [37], и новая почковидная корка сферокристаллических сферолитов в этом случае закономерно повторяет рельеф предыдущих слоев.

2.3. О СРАСТАНИИ КОФФИНИТА, БРАННЕРИТА И НАСТУРАНА

В прожилках из метасоматического месторождения Fe—U-формации обнаружено срастание трех гипогенных урановых минералов — коффинита, браннерита и настурана. Первые два представлены многофазными агрегатными псевдоморфозами, образовавшимися в результате метамиктного распада. Указанные минералы урана приурочены к пласту доломитов и углисто-кварц-биотитовым микросланцам верхней сланцево-кварцито-карбонатной свиты [87].

Урановые минералы совместно с карбонатом образуют прожилки симметрично-зонального строения мощностью от 1—2 см до волосовидных (рис. 2.6). В настуран-карбонатных прожилках выделяются следующие три более или менее выдержанные зоны: на стенках трещин отмечается настуран I с вростками браннерита I, последние заключены в массу коффинита, сформировавшего сплошную кайму по зальбандам прожилка; вторая зона сложена кристаллически-зернистой массой браннерита, которая сменяется почковидной коркой настурана II с характерными поперечными трещинами, выполненными карбонатом и сульфидами; центральную часть прожилка занимает крупнокристаллический доломит с обломками настуран-антраксолитового агрегата. В обломках, сцементированных доломитом, преобладает антраксолит; настуран находится в антраксолите в виде угловатых выделений. Настуран-

антраксолитовые агрегаты пересекаются прожилками доломита с сульфидами.

В некоторых случаях наблюдается обрастание антраксолита тонкими корочками настурана III. Все перечисленные минералы настуран-карбонатных прожилков пересекаются мелкими трещинами, выполненными кальцитом и кварцем.

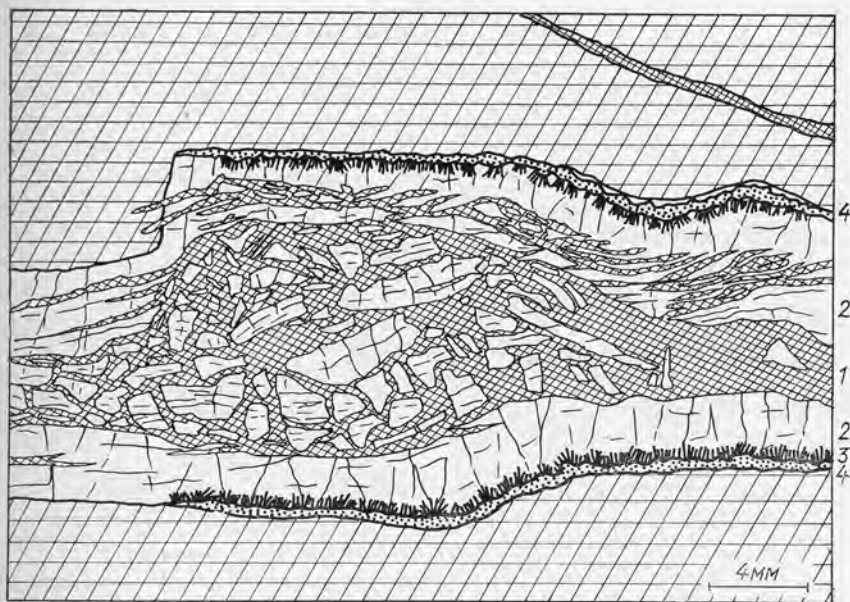


Рис. 2.6. Симметрично-зональное строение настуран-карбонатного прожилка (зарисовка образца):

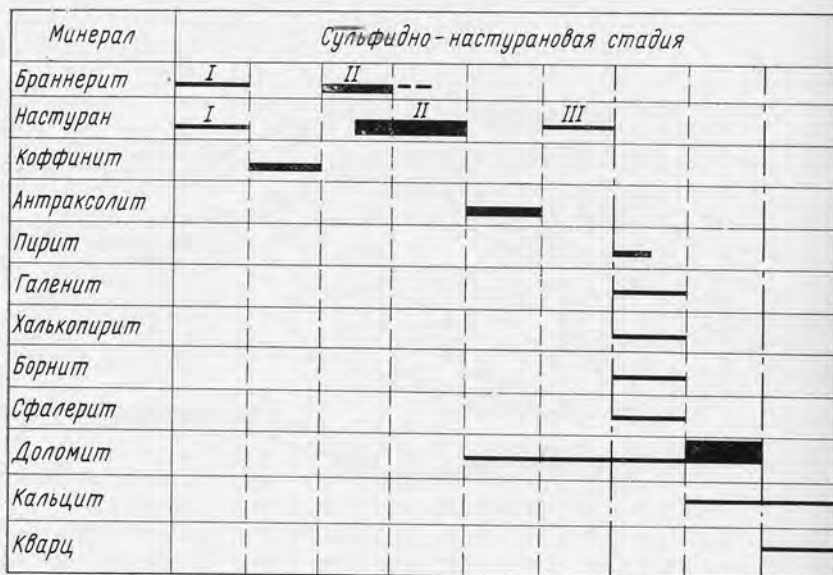
1 — доломит; 2 — настуран; 3 — браннерит; 4 — коффиинт; вмещающая порода — альбитизированный карбонатный микросланец

На основании этих взаимоотношений составлена схема последовательности минералообразования (рис. 2.7). Состав и возрастные взаимоотношения прожилков показывают, что они образовались в сульфидно-настурановую стадию, место которой в процессе минералообразования на месторождении показано В. И. Жуковой [63].

Настуран I образует единичные агрегаты, непосредственно выросшие на стенках трещин (рис. 2.8). Настуран II наиболее распространен. Он слагает сплошную корку, в основании которой

находится настуран-браннеритовый агрегат, сросшийся с коффи-нитом или без него (см. рис. 2.8 и 2.9).

Настуран встречается в виде сферолитовых, сферолитоподобных агрегатов и сферолитовых корок толщиной 2—4 мм. Отражение для длины волны 580 нм составляет 15,8% (замерено Л. Н. Вальсовым, ИГЕМ АН СССР); микротвердость (замерена на ПМТ-3) 669—845 кг/мм² (среднее значение — 746 кг/мм²).



— — — — — тектонические подвижки

Рис. 2.7. Схема последовательности минералообразования в прожилках

Результаты химического анализа настурана (в %): UO_2 — 49,20; UO_3 — 13,74; SiO_2 — 0,93; Fe_2O_3 — 0,88; CaO — 7,90; MgO — 4,23; PbO — 15,18; H_2O — 0,90 (аналитик И. И. Шилякова). В минерале чрезвычайно высокое содержание свинца; повышенное содержание магния и, вероятно, части кальция обусловлено загрязненностью проб жильным доломитом. Судя по сканированию на рентгеновском микроанализаторе, кальций содержится и непосредственно в настуране. Небольшие количества титана и кремнезема обусловлены присутствием в пробе продуктов разложения браннерита и коффинита; присутствие редких земель может быть объяснено попаданием в пробу аксессуарных минералов, железа —

присутствием гидроокислов железа. Кроме того, по результатам анализов, в настуране отмечается до 1% мышьяка.

Настуран из прожилков с коффицитом, браннеритом и антраксолитом имеет необычно высокий параметр кристаллической решетки — $a_0 = 5,495 \text{ \AA}$, что объясняется вхождением в его решетку двухвалентного свинца.

Браннерит образует две генерации. Браннерит I находится в сростании с настураном I. Он образует лучистые сростки, выросшие непосредственно на стенке трещины (рис. 2.10). Иногда они заключены в настуран I. Радиально-лучистые сростки браннерита I «запечатаны» внутри сферолитов настурана I. Подобные сростания можно трактовать как структуры одновременного роста.

Браннерит II в виде перистых кристаллов нарастает на агрегаты коффицита (см. рис. 2.8). Наиболее характерны взаимные прораствания при близодновременном росте браннерита II и почковидного настурана II. Во всех случаях удлинённые кристаллы браннерита растут от зальбандов к центру прожилка, образуя щетки и лучистые сростки, облекающие отдельные выделения коффицита. У основания второй зоны браннерит образует кристаллически-зернистый агрегат, переходящий в микродрозы, «законсервированные» настураном (см. рис. 2.9). В некоторых случаях браннерит II непосредственно нарастает на сферолиты настурана I (рис. 2.11).

Во всех случаях браннериту свойственна удлинённо-призматическая, игольчатая форма кристаллов (см. рис. 2.9). Поперечные сечения кристаллов — ромбовидные. Размер кристаллов 0,1—0,2 мм по удлинению. В отраженном свете псевдоморфозы по браннериту серые. Внутренние рефлексы белесые, буроватые. Отражение неоднородное, значительно ниже настурана. По отражению устанавливаются относительно высокоотражающая и низкоотражающая фазы. В последней постоянно наблюдается микроскопическая вкрапленность галенита. Высокоотражающая фаза выделяется на фоне низкоотражающей в виде «кружев». Неоднородность строения свидетельствует о высокой степени разложённости браннерита.

Исследования разложившегося браннерита на рентгеновском микроанализаторе¹ показывают, что основными компонентами являются уран и титан. Кроме того, в состав браннерита входят в небольшом количестве кремнезем, свинец, железо, кальций.

Коффицит представлен одной генерацией, образующей кайму по зальбандам прожилка (см. рис. 2.8). Он непосредственно нарастает на стенки трещин или на агрегаты настурана I с бран-

¹ Аналитик В. А. Боронихин (ИГЕМ АН СССР, микроанализатор КАМЕКА).

неритом I. В редких случаях коффинит обрастает сростки или отдельные кристаллы браннерита, выросшего на стенках трещины. «Верхняя» граница коффинита наблюдается в виде уступов, представляющих собой грани бывших кристаллов или отдельных кристаллов. Помимо этого его вкрапленники и мономинеральные микропрожилки встречаются во вмещающей породе. Макроскопически коффинит — черный и отличается от настурана матовой поверхностью.

Псевдоморфозы по коффиниту характеризуются квадратными формами поперечных сечений. Продольные сечения имеют таблитчатую и трапециевидную формы (рис. 2.8). В отраженном свете псевдоморфозы по коффиниту серые, темнее псевдоморфоз по браннериту.

По отражению выявляется многофазность, «губчатое» строение, наблюдается интенсивная вкрапленность галенита. В темном поле псевдоморфозы серо-черные, мерцающие, видны мелкие частицы окисла урана.

Изучение агрегатов коффинита на рентгеновском микроанализаторе показывает, что минерал полностью распался; он состоит из двух фаз — окисла урана в центральной части зерна и стекловатой фазы с максимальным содержанием кремния в периферической части. Кроме того, в состав этих агрегатов входят свинец, железо и кальций, распределенные резко неравномерно, особенно два последних. По-видимому, их присутствие связано с включениями других минералов.

Приведенный фактический материал показывает, что в пределах месторождения, на котором преобладало метасоматическое замещение, в верхней сланцево-кварцито-карбонатной толще формируются типичные крустификационные прожилки. Наблюдаемый сложный узор взаимного прорастания браннерита и настурана объясняется их одновременным и совместным ростом. Характер сростаний настурана и браннерита с коффинитом является результатом их последовательного отложения.

2.4. УРАНОНОСНЫЙ ГАРМОТОМ

Существует ряд минералов, зерна или индивиды которых содержат уран в количестве, представляющем промышленный интерес. Недавно установлен урансодержащий гармотом — цеолит состава $\text{KBa}_5\text{Al}_{11}\text{Si}_{29}\text{O}_{80} \cdot 25\text{H}_2\text{O}$, содержащий равномерную сыпь мельчайших кристаллов пирита и точно не диагностированных минералов урана. Интенсивность и экстенсивность цеолитовой минерализации позволяет выделить новую кварцево-цеолитовую рудную ассоциацию на месторождении.

Месторождение, где обнаружен урансодержащий гармотом, залегает в докембрийских плагиоклазово-биотитовых гнейсах и

приурочено к системе тектонических зон и нарушений, залегающих в целом согласно с простиранием пород. Рудные тела находятся в пределах основных тектонических зон, образующих структурный каркас месторождения и в опояривающих их нарушениях.

В зависимости от структурных условий и от состава вмещающих пород в рудных телах преобладают различные минеральные

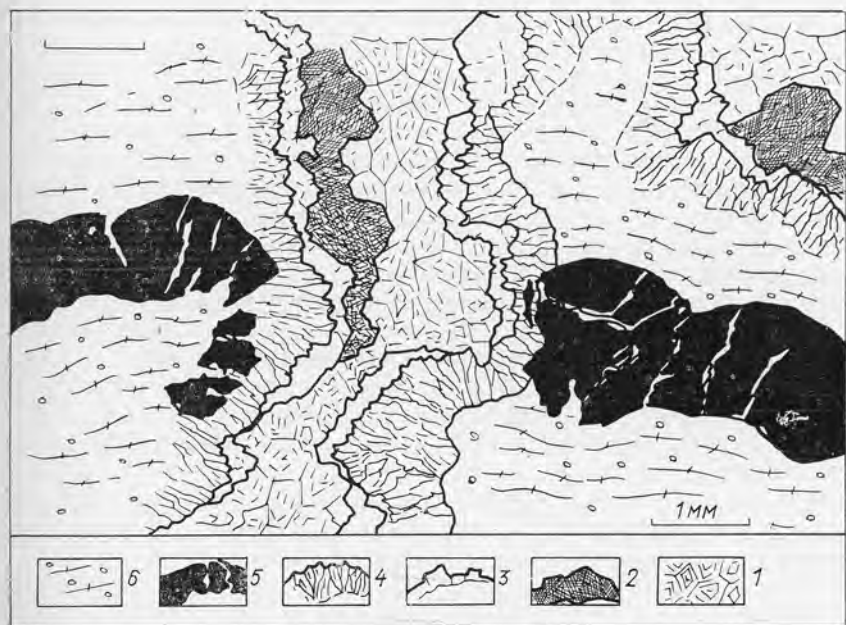


Рис. 2.12. Кварцево-цеолитовый прожилок пересекает выделения настурана (зарисовка участка штуфа):

1 — кальцит; 2 — гармотом; 3 — галенит и вюртцит; 4 — гребенчатый кварц; 5 — настуран; 6 — окварцованные паратейсы

ассоциации: кальцит-хлорит-настурановая с коффинитом, настуран-коффинит-монтрозентовая, кальцит-настуран-селенидная. Основные рудные тела сложены преимущественно минералами кальцит-хлорит-урановой ассоциации [12, 13].

По результатам определения абсолютного возраста настурана их образование относится к заключительной фазе поздневарисского тектоно-магматического цикла (270—280 млн. лет).

Прожилки с ураноносным гармотомом пересекают прожилки настурана (рис. 2.12) и более позднего коффинита. Они содержат

флюорит, сфалерит, пирит и марказит и относятся к наиболее поздним (может быть, альпийским) гидротермальным образованиям.

Судя по тому, что более ранние минералы урана во многих участках рудных жил интенсивно замещены поздним кальцитом, можно думать, что они послужили источником урана для кварцево-цеолитовой урановой минерализации.

Кварцево-цеолитовая минеральная ассоциация отличается от более ранних минеральных ассоциаций уменьшением количества карбонатов и появлением кварца. Кварц и альбит развиваются метасоматически, замещая биотитовые гнейсы на отдельных участках как в контурах основных тектонических зон, так и за их пределами, в измененных породах лежащего бока. Измененные породы окварцованы и альбитизированы, обладают буроватым цветом и повышенной относительной пористостью. Кроме кварца и альбита в измененных породах развиваются глинистые минералы типа монтмориллонита, цеолиты, хлорит и пирит. В измененных породах выделяются небольшие прожилки гребенчатого кварца с галенитом, сфалеритом (вюртцитом), цеолитом (гармотомом), пиритом и кальцитом. Измененные альбитизированные и окварцованные породы отмечены в 400—500 м от поверхности; интенсивность развития этого процесса увеличивается с глубиной. Измененные бурые парагнейсы обычно обладают повышенной радиоактивностью.

На планах разведочных горизонтов они выделяются в виде участков размером 200×100 м с весьма неравномерным распределением рассеянного оруденения гнездового типа.

Текстура руд прожилково-вкрапленная. Участки повышенной радиоактивности приурочены к кварцевым прожилкам с гармотомом и сульфидами, а отдельные точечные выделения — к участкам измененных бурых парагнейсов без видимой жильной минерализации. Кварцевые прожилки с гармотомом и сульфидами пересекают выделения настурана кальцито-хлорито-уранового комплекса, что позволяет выделить их как наиболее поздние продукты гидротермальной деятельности.

Изучение минерального состава руд показало, что радиоактивность приурочена в основном к цеолитам с тонкорассеянной вкрапленностью пирита, а также к зернам изотропизированного кофлинита, диагностированного минераграфически. Качественным анализом на микроанализаторе (в цеолитах) установлено 10,4—15,4% Ва; 8,4—12,2% Si; 3,9—6,5% Al; 6,9—19,4% Fe; 0,8—14,1% S. Уран, торий и радий обнаружены не были. При максимальном увеличении прибора в ряде зерен цеолитов установлен уран в количестве от 8,2 до 32,1% в первом определении.

Точечный анализ семи зерен не показал какой-либо связи между ураном, кремнием и железом (пиритом):

U	Fe	Si
11,7	4,2	0,8
19,5	0,3	18,4
0,0	0,0	29,5
20,2	0,2	4,5
20,5	0,1	10,5
7,6	0,1	14,5
28,5	0,5	7,9

В то же время ураносодержащий гармотом рентгенографически ничем не отличается от классического гармотома, что позволяет исключить возможность изоморфного вхождения в решетку цеолита значительного количества урана.

Ураносодержащие цеолиты приобретают темный серо-бурый цвет и непрозрачны в шлифах (рис. 2.13,а). В аншлифах в цеолитах отчетливо выделяется только пирит (рис. 2.13,б).

Скопления пирита в кристалле гармотома расположены по определенным кристаллографическим направлениям, подчеркивая тончайшую блоковую структуру и двойниковое строение (рис. 2.14).

Выделяются две генерации пирита, отличающиеся по размерам зерен. Более ранний пирит I образует вкрапленники относительно крупных (3—10 мкм) зерен, незакономерно срастающихся в небольшие линзы по зонам роста двойников гармотома. Более поздний пирит II образует цепочки мельчайших (не превышающих 1 мкм) зерен, подчеркивающие детали тонкого блокового строения двойников гармотома. Цепочки зерен пирита II окружают кристаллы пирита I. Распределение пирита I в срезах, субпараллельных граням (по зонам роста), неравномерно, в то время как пирит II образует волнистые зоны сгущения — типичную текстуру агрегатов, образовавшихся диффузионным способом.

Уже на картинах распределения (рис. 2.15) можно видеть, что урановые минералы расположены по периферии кристалла гармотома. Заметного влияния на распределение урана (см. рис. 2.15,а) пирит не оказывал. Распределение кремния (см. рис. 2.15,б) мало что говорит о форме нахождения урана, так как разницу между содержанием кремния в гармотоме определить на таких снимках трудно. В этом плане интересен прожилкок уранового минерала, соединяющий два зерна гармотома (см. рис. 2.15,б, в — точка). Этот прожилкок пересекает кварц, окружающий кристалл гармотома, и содержит помимо урана кремнезем в количестве, характерном для коффинита.

При электронно-микроскопическом исследовании гармотома получены две точечные электронограммы сечений (010) и (111)

«обратной» решетки коффинита и многочисленные кольцевые электронограммы (табл. 2.1), позволяющие говорить о широком развитии в гармотоме коффинита.

Под микроскопом в иммерсии можно видеть отдельные черные призмы длиной 3—4 мкм, окруженные цепочками кристаллов пирита II.

Таблица 2.1

Электронограммы агрегатов мельчайших текстурированных частиц коффинита

Среднее из восьми электронограмм			Наиболее четкая электронограмма*, d , Å	Среднее из восьми электронограмм			Наиболее четкая электронограмма*, d , Å
d , Å	hkl	Число знач.		d , Å	hkl	Число знач.	
4,66	011	4	~4,6 (очень слабая)	1,80	321, 312	4	1,80 (двойная)
4,40	?	3	—	1,76	400	2	—
3,78	?	1	3,78	1,64	411	4	1,62
3,52	200	1	—	1,56	004	4	1,56 (очень слабая)
2,81	121	1	2,81	1,48	332	5	} 1,45 (двойная)
2,65	112	4	2,62	1,43	024	2	
2,50	220	6	—	1,36	431	1	—
2,34	022	1	—	1,29	224	2	—
2,22	031	2	2,24	1,24	152	1	—

* Отсутствие максимумов с индексами 200, 220, 400 можно рассматривать как признак текстурирования агрегата частиц; ось текстуры [001]; происхождение максимума 3,78 Å не ясно.

В низкоотражающих призмах заметны более светлые серые зерна (до 1 мкм), и в том числе кубы минерала, который можно было бы отнести к ураниниту. По-видимому, здесь мы имеем дело с разложившимся коффинитом. Низкоотражающий минерал образует также сферы в пирите II и вместе с тем покрывает кристаллы пирита II тонкой коркой. Отражение его несколько выше, чем у гармотома, и в отдельных зернах почти такое же как и у окислов урана. Встречаются скопления футляров слабоотражающих окислов урана, характерных для псевдоморфоз по коффиниту.

В целом минераграфические наблюдения позволяют ориентировочно определить природу ураноносности гармотома: гармотом насыщен мельчайшими (2—3 мкм) включениями изотропизированного коффинита и образовавшегося за его счет еще более дисперсного уранинита.

По границам кристаллических зерен гармотома происходит замещение их кальцитом. При этом кристаллы пирита и уранинита

укрупняются до 1 мкм, и их можно визуальнo диагностировать с большей уверенностью.

В целом для прожилков характерны два момента: 1) уранинит ассоциируется в гармотоме только с пиритом (есть включения в пирите, есть зерна на кристаллах пирита); 2) уранинит не осаждается с пиритом в кальците, где пирит и марказит образуют столь же тесные ряды, и кальцит приобретает черный цвет.

Электронно-микроскопическое исследование самооттененных целлюлозно-угольных реплик с аншлифов урансодержащих гармотомов, протравленных плавиковой кислотой, не дало однозначного ответа о составе ураноносных примесей в гармотоме. При глубоком травлении полировок гармотома в парах плавиковой кислоты выявляется «шахматная» субтекстура и в отдельных блоках различимы игольчатые кристаллы примесей (рис. 2.17), не дающих отражений на дебаеграммах. В урансодержащем гармотоме помимо пентагондодекаэдрического пирита выявляются многочисленные мелкие (десятые доли микрометра) кубические и призматические включения, принадлежащие ураниниту (?) (рис. 2.16—2.19). Местами можно встретить специфические «переходные» формы — зародыши сферокристаллов настурана, но их диагностика не подтверждена. При интенсивном травлении (см. рис. 2.16) можно определенно говорить лишь о ширине зон с включениями, но диагностировать включения не удастся.

Относительно крупные сростки призматических кристаллов (см. рис. 2.16), по-видимому, принадлежат коффиниту. Установлено, что кристаллы пирита II образовались позже нерастворимых включений (см. рис. 2.18). Обилие включений коффинита и уранинита (рис. 2.19) характеризует участки кристаллов гармотома с высоким содержанием урана.

Расположение кристаллов пирита и предполагаемого коффинита в гармотоме не подчинено какой-либо закономерности. Признаков синтаксии, эпи- или эндотаксии не обнаружено. Тем не менее урансодержащие кристаллы гармотома интересны как пример полиминеральных индивидов. В классическом виде такие полиминеральные индивиды встречены в прожилках; в участках вкрапленных руд гармотом также содержит минералы урана и пирит и приобретает черный цвет, но многие вкрапления принадлежат сросткам пирита и метамиктного коффинита.

Изучение вкрапленного оруденения в окварцованных и альбитизированных биотитовых гнейсах показало, что вкрапленные руды развиваются по системе микротрещин и вдоль направлений сланцеватости гнейсов. При изучении природы уранового оруденения установлено, что отдельные вкрапленники, проявляющие себя на радиографиях в виде точек, представлены мелкими выделениями

гармота с тонкорассеянной вкрапленностью пирита и урановых минералов (коффинита?) Не вызывает сомнений общность уранового оруденения, проявленного в виде кварц-цеолитовых прожилков и рассеянной вкрапленности.

Образование поздних прожилково-вкрапленных руд с урансодержащим гармотомом происходило, по-видимому, в результате переотложения урана из более ранних минеральных комплексов. При оценке перспектив развития урановых руд на глубину следует учитывать, что появление поздних прожилково-вкрапленных руд с урансодержащим гармотомом в урановых рудах кальцито-хлорито-уранового комплекса приводит к рассеиванию урана во вмещающих породах.

2.5. ПЛАСТИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ U-Se-РУД

Своеобразная флюидално-прожилковая и флюидално-петельчатая микротекстура (рис. 2.20 и 2.21) обнаружена в небольших гнездах селенидов и настурана в раздробленных гнейсах. Плавно изгибающиеся прожилки настурана тончайшей сетью обтекают компактные линзовидные участки измененных пород и местами сами приобретают линзовидную форму. Выделения настурана ($a_0=5,40-5,41 \text{ \AA}$) сцементированы тонкозернистым агрегатом эсборнита, α -эвкайрита и клаусталита. Вблизи них обнаружены мелкие участки измененных гнейсов с обособленными друг от друга пятнами тонкой вкрапленности зерен никелина с каемками раммельсбергита и тонкой вкрапленностью халькопирита.

Наряду с этим в тектонической зоне встречены крустификационные кальцитовые прожилки с настураном, в основании которых также наблюдалась пластическая деформация зерен клаусталита, растаскивание сферокристаллов настурана и хрупкие деформации зерен сфалерита (рис. 2.22). Характерно, что скольжение проходило по зальбандам прожилка, не затронув центральные части с кальцитом и настураном. В участках настуран-селенидных руд с флюидалной структурой встречаются пластически деформированные механические двойники позднего кальцита. В целом возникает полное впечатление об интенсивной пластической деформации уран-селеновых руд. Это впечатление усиливается наличием участков с «деформированными» кольцами настурана (см. рис. 2.21 и 2.23), тем более что в иных участках ранее наблюдались [13] недеформированные пустотелые кубонды и сфероиды так называемого настурана II.

Минераграфические и электронно-микроскопические исследования показали, однако, что руды имеют несколько иную историю.

Прежде всего устанавливается, что существуют редкие прожилки того же настурана, занимающие «секущее» положение по отношению к флюидалным агрегатам, и такие секущие прожилки сливаются с прожилками настурана флюидалной микротекстуры. В скоплениях селенидов встречены зародышевые формы сферокристаллов настурана (см. рис. 2.22); более того, такие сферокристаллы сосуществуют с «деформированными кольцами» (см. рис. 2.22,а). Здесь же можно обнаружить многочисленные признаки коррозии и пересечения настурана более поздними селенидами.

О том, что такие прожилки не являются механическими «экструзиями»¹ пластических селенидов, свидетельствуют участки замещения настурана селенидами без смещения разобщенных частиц сферокристаллов. Участки образования «раскрошенных» структур настурана в селенидах обнаружены при электронномикроскопическом изучении самооттененных целлюлозоугольных реплик с поверхности аншлифа, протравленного азотной кислотой (рис. 2.24).

Картина замещения напоминает взаимодействие настурана с битумами. И можно ожидать, что такие настуран-селенидные агрегаты будут пластичны, так как представляют собой включения хрупкого материала в пластической матрице.

Детальное изучение «деформированных» колец настурана показало, однако, что такие кольца образовались не в результате деформации пустотелых сферокристаллов, а при обрастании тонкими сферокристаллическими корками настурана кристаллов минерала, впоследствии нацело замещенного селенидами (см. рис. 2.23).

Таким образом, существует ряд признаков, свидетельствующих о пластической деформации какого-то материала (по-видимому, хлорита в катаклазированных гнейсах), в котором впоследствии метасоматически развивались настуран, а затем селениды, подчеркивающие структуру пластически деформированных измененных гнейсов. Признаки локальной пластической деформации селенидов (см. рис. 2.22) свидетельствуют о продолжении движений в тектонической зоне. Структурные признаки пластической деформации селенидов не обнаружены: вероятно, они исчезли в процессе рекристаллизации, характерной для пластически деформированных сульфидов [137].

Очевидно, развитие описанных выше текстур объясняется близостью к крупной тектонической зоне, испытавшей сложные деформации и неоднократные подвижки. В горной выработке,

¹ Б. В. Чесноков [128] описал подобные экструзивные формы для галенита.

вскрывшей зону предполагаемого надвига, таких тектонических зон нет, однако породы в пределах полосы шириной несколько десятков метров интенсивно раздроблены, обводнены и вмещают дайки аплитов. Широкое развитие пластических деформаций вмещающих пород и настуран-селенидных руд по одному из нарушений является дополнительным фактором, подтверждающим наличие тектонической границы между гнейсами кристаллического основания и сланцами внешнего обрамления.

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД, ОБРАЗОВАВШИХСЯ ПУТЕМ ВЫПОЛНЕНИЯ ОТКРЫТЫХ ПОЛОСТЕЙ

3.1. МИНЕРАЛИЗАЦИЯ УРАНОНОСНЫХ ЖИЛ И ТЕКСТУРЫ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ U-Pb-Zn-ФОРМАЦИИ

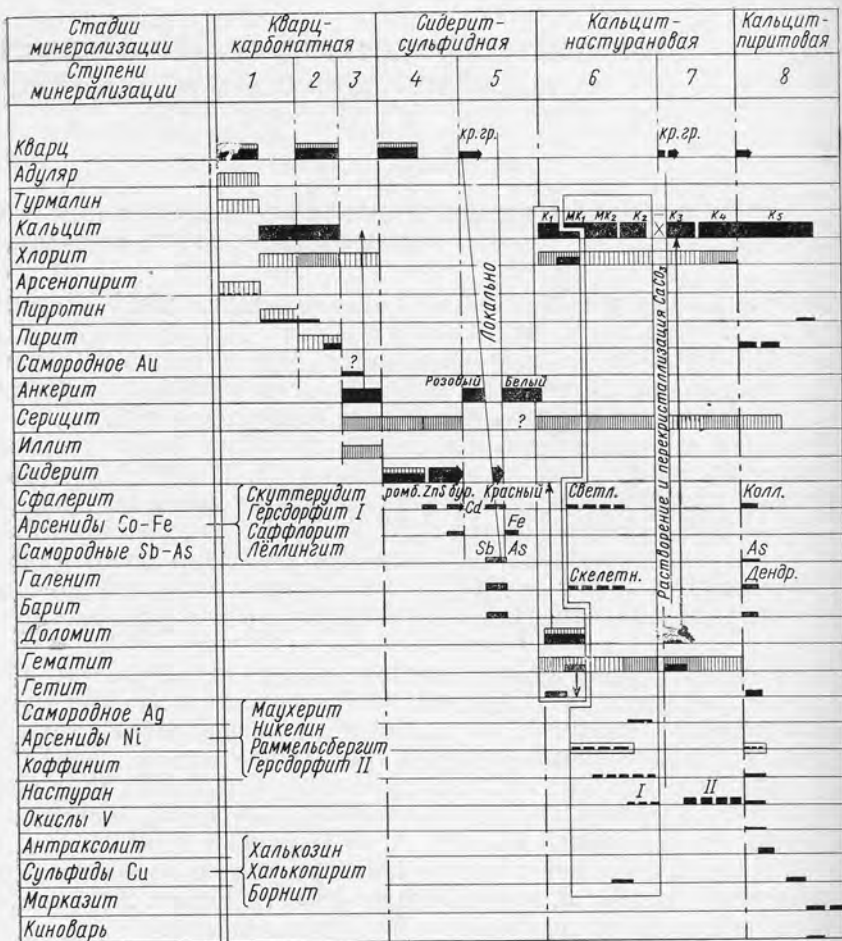
Минерализация ураноносных жил месторождения U-Pb-Zn-формации достаточно полно освещена в работах [15, 18, 45, 48, 52, 65 и др.]. Здесь более детально дается характеристика стадий минерализации по схеме (рис. 3.1), заимствованной из работы [44], и некоторые текстурно-структурные особенности руд.

Дорудная кварц-карбонатная стадия получила развитие преимущественно на флангах месторождения [15]. В эту стадию образовались кварцевые и кварцево-карбонатные жилы так называемой «золоторудной» формации. Анкерит, предшествующий сидериту, а также минералы, вызывающие изменение пород (хлорит, арсенопирит, пирит и др.), в небольшом количестве можно встретить в призальбандовой зоне сидеритовых и ураноносных жил [48].

Сидерит-сульфидная стадия минерализации характеризует образование несодержащих минералы урана сидеритовых жил кристаллического строения: по зальбандам обособляются корки сидерита с редкими гнездами вюртцита, обычно нацело перешедшего в сфалерит. На них откладываются корки анкерита с бурым сфалеритом, галенитом, арсенидами железа, кобальта, никеля и аллемонитом. Центральная часть жил выполнена анкеритом или кальцитом (рис. 3.2). В редких случаях локально появляется вторая генерация сидерита, нарастающего на аллемонит. Этот сидерит сопровождается красным сфалеритом и галенитом.

В сидерит-сульфидную стадию¹ формировались не только самостоятельные жилы с Pb-Zn-рудами, но также призальбандовые оторочки в ураноносных жилах. На стенки трещин здесь часто отлагались тонкие корки зернистого сидерита и кварца, а затем щетки крупнокристаллического сидерита. Местами возникали асимметричные агрегаты за счет осаждения взвеси кристаллических зародышей.

¹ Этапы в ранней работе [48] соответствуют стадиям в данном разделе: К_{1, 2, 3} — индексы генераций кальцита; МК — марганцовистого кальцита.



Рудные ассоциации



Рис. 3.1. Схема последовательности отложения минералов в открытых трещинах (черные полосы) и в измененных породах (заштрихованные полосы) [44]: 1–8 — ступени минерализации; кр. — кремневидный; гр. — гребенчатый; стрелками показано направление замещения

В сложных ураноносных жилах с сидеритом встречаются редкие гнезда высших арсенидов¹. В них дендриты метельчатого сафлорита * [(Co, Fe)As₂] обрастают кристаллами скуттерудита * [(Fe, Co, Ni)As_{3-x}], затем герсдорфита * (NiAsS), но местами устанавливается ритмичность: (Co, Fe)As₂—RAs₃($a_0=8,24 \text{ \AA}$)—(Co, Fe)As₂—R'As₃($a_0=8,26 \text{ \AA}$)—NiAsS. В отдельных гнездах скуттерудиты образовались в последовательности: R'As₃($a_0=8,26 \text{ \AA}$)—R''As₃($a_0=8,29 \text{ \AA}$). Увеличение размеров элементарной ячейки, согласно А. А. Годовикову [31], свидетельствует о повышении роли никеля.

Спектроскопически в скуттерудитах устанавливается 1—2% Sb. Никель и сурьма накапливаются к концу кристаллизации высших арсенидов, но есть единичные гнезда, где они обособляются практически одновременно с высшими арсенидами в других участках жил. Здесь образуются сфероидолитовые дендриты раммельсбергита (NiAs₂) с ядрами никелина * (NiAs) и арита * или брейтгауптита (NiSb).

В целом наблюдается следующая последовательность образования минералов: ZnS—PbS—(Co, Fe)As₂—ZnS—NiAs₂—NiAs—NiSb—NiAs₂—FeAs₂—ZnS. Сурьма особенно характерна для последних порций сидерита. Вслед за лёллингитом * или непосредственно на сидерите растут сферолиты аллемонтита * (SbAs), заканчивающиеся самородным мышьяком * и лёллингитом.

Для анкеритовой парагенетической ассоциации (5-я ступень минерализации, см. рис. 3.1) характерны анкерит, хлорит, локально барит. Анкерит цементирует высшие арсениды. Таблитчатые кристаллы барита обрастают анкеритом, красным сфалеритом и галенитом.

В кальцитовую (6-ю, см. рис. 3.1) ступень образуется несколько обособленных в пространстве «несовместимых» парагенетических ассоциаций. Разобщенность выявляется и для минералов замещения, и для первичноотложенных ассоциаций.

Так, в одних участках для начала кальцитовой ступени характерно окисление сидерита и анкерита. По сидериту образуются игольчатый гётит, а затем тонкокристаллический гематит, доломит и кальцит. Взвеси частиц окислов железа механически переносились растворами за пределы участков окисления, окрашивая кальцит K₁. Возникали дисперсные агрегаты и сферолиты гематита на границе МК₁ и МК₂. В других участках, особенно среди арсенидных линз, сидерит не окисляется, хотя и замещается кальцитом. Скуттерудиты интенсивно вытесняются карбонатами с об-

¹ Диагностика подтверждена рентгенографически (здесь и далее такие минералы помечены звездочкой).

разованием ваэссита* (NiS_2) и других сульфидов. Продукты растворения высших арсенидов и ранних сульфидов, по-видимому, послужили материалом для образования никелин-галенит-сфалеритовых гнезд.

При выполнении открытых трещин также возникали «несовместимые» ассоциации. Окрашенный гематитом кальцит K_1 , по-видимому, отлагался в более окислительных условиях, чем марганцовистый кальцит MK_1 с гнездами и корками сложных полиминеральных агрегатов галенита, никелина, сфалерита, раммельсбергита, псевдоморфоз по коффиниту и настурана I. Гематитизация здесь проявляется лишь вокруг скоплений настурана в виде ореолов радиационной природы [45], однако можно встретить сферокристаллы гематита, отложившиеся непосредственно на настуране I. Обнаружены однозначные признаки одновременного роста скелетного галенита и марганцовистого кальцита MK_1 . Первые порции настурана образовались на скелетном галените (до доломита).

Отличительные черты сульфидно-арсенидных гнезд в MK_1 — непостоянство состава, количественных соотношений и порядка выпадения минералов. Типоморфные особенности минералов таких гнезд: голубовато- или желтовато-серый сфалерит¹, скелетные формы галенита, субграфические структуры одновременного роста никелина и галенита, сферондолитовые дендриты никелина в галените, периодические текстуры первичного отложения. Присыпки зародышей коффинита, из которых выросли ориентированные в пространстве щетки (рис. 3.3), многократно осаждались в процессе роста сульфидов и арсенидов. Почковидные корки настурана I с параметром решетки $a_0 = 5,41 \text{ \AA}$ (5,40—5,42, реже 5,43) покрывают монолитные гнезда и участки вкрапленности сульфидов и арсенидов. В основании их видны фигуры одновременного роста кубооктаэдров галенита и сферокристаллов настурана. Небольшие гнезда крупных сферокристаллов настурана I растут одновременно со сферолитами колломорфного кальцита MK_2 . Почковидные сферокристаллические агрегаты кальцита MK_2 сменяются в основном после приоткрывания трещин столбчатым кальцитом K_2 (см. рис. 3.2). Встречается ритмичное чередование тонковолокнистых и груболоуистых сферолитов кальцита, объединяемых в одну генерацию MK_2 .

Вслед за отложением галенита и никелина (местами маухерита* Ni_3As_4) начинается незначительная доломитизация кальцита MK и K_1 . Доломит в MK_2 вначале развивается эпитаксиально,

¹ Рентгенографические исследования 17 проб не выявили четких различий в размерах элементарной ячейки сфалеритов.

подчеркивая общую (сферокристаллическую) ориентировку волокон в сферолитах, а затем в отдельных участках нацело замещает сферолиты кальцита. С доломитизацией во времени совпадает перекристаллизация кальцита K_2 и локально полное его растворение (7-я ступень кальцит-настурановой стадии, см. рис. 3.1).

Настуран II отлагается на кальците MK_2 (местами перед этим доломитизированном), но основная масса его осаждается совместно с зернистым или крупнокристаллическим скаленоэдрическим кальцитом K_3-K_4 . Наиболее крупные сферолиты встречаются в жилах, где марганцовистые кальциты играют заметную роль, но линзы такого настурана более редкие. Характерно, что настуран II здесь часто расположен вблизи друзовых полостей, но отсутствует даже в основании корок в самих полостях. Нет никаких признаков существенного влияния железистых карбонатов на осаждение настурана. Вместе с тем в кальците, сопровождающем настуран II, помимо дисперсного и позднего чешуйчатого гематита нередко встречаются гематит и хлорит в виде сферолитов со ступенчатым основанием — указатель на одновременный рост их с кальцитом.

Параметр решетки настурана II $a_0=5,43 \text{ \AA}$ ($5,42-5,44$) локально повышается до $5,445-5,45 \text{ \AA}$, что, возможно, связано с появлением битумов.

Изучение параметров решетки настуранов различных генераций наталкивается на определенные трудности. Прежде всего на основе взаимоотношений с другими минералами должно быть точно установлено место настурана в процессе минералообразования, т. е. принадлежность его к той или иной генерации. Таких образцов обнаружено немного, а в образцах, где генерации не установлены с достаточной надежностью, значения параметра решетки настурана колеблются в пределах $5,40-5,45 \text{ \AA}$ (табл. 3.1, рис. 3.4—3.10).

Настуран I обычно имеет параметр $a_0=5,40-5,42 \text{ \AA}$, но встречаются явно ранние настураны с сульфидами, имеющие параметр $a_0=5,46 \text{ \AA}$. Столь же высокий параметр имел настуран в основании карбонатной корки, на которой отложился настуран II с $a_0=5,43 \text{ \AA}$.

Настуран II (на скаленоэдрическом кальците) имеет параметр $a_0=5,42-5,44 \text{ \AA}$. Встречаются корки, внутренняя часть которых имеет параметр $5,44 \text{ \AA}$, а внешняя — $5,45 \text{ \AA}$.

В единственном образце с надежно установленным поздним (регенерированным) настураном III (рис. 3.11), отложившимся

Разновозрастные выделения

Номер образца	Разновозрастные выделения									
	1			2			3			
	$\alpha_0, \text{Å}$	$H, \kappa\Gamma/\mu\text{м}^2$	Место отбора пробы	$\alpha_0, \text{Å}$	$H, \kappa\Gamma/\mu\text{м}^2$	Место отбора пробы	$\alpha_0, \text{Å}$	$H, \kappa\Gamma/\mu\text{м}^2$	Место отб. ра пробы	
Л-233	6	5,428	700—845	Центры сферолитов	5,414	645—735	Край сферолита	—	—	—
Л-230	6	5,405	770—845	То же	5,421	797—893	То же	—	—	—
Л-20	8	5,408	569—588	Ядро	5,410	569—631 660—717	Рыхлая зона	5,400	613—717	Наружная зона
Л-509	14	5,427	735—845	Внутренняя зона (рис. 3.4)	5,433	735—753	Внешняя зона	—	—	—
Л-542	14	5,419	877—893	Плотная фаза	5,410	617—631	Промежуточная зона (рис. 3.5, б)	5,425	617—660	Измененная (рис. 3.5, в)
		5,409	681—700	Пористая (рис. 3.5, а)	5,421	793—829	То же	5,423 5,425 (наступают)	603—617 350 (коэффициент)	Темная фаза (рис. 3.6)
Л-553	15	5,436	735—770	Внутренняя зона (рис. 3.7)	5,429	820—893	Средняя зона	5,423	618—753	Наружная часть корки
Л-554	16	5,406	735—820	Внутренняя зона (рис. 3.8)	5,416	681—700	Наружная зона	—	—	—
		5,413	735—753	Зона с включениями арсенидов	—	660—753	Наружная зона	—	—	—
Л-195	17	5,453	617—753	Пробы из разных участков корки	5,443	617—743	—	5,439 5,429	631—660 753	—
Л-49а	17	5,433	660—670	Единичные сферолиты (рис. 3.9)	5,434	735	Матовая зона	5,399	717—753	Изменение по зонам (рис. 3.10)
Л-415	20	5,421	660	—	5,40	519	—	—	—	—
Л-25	25	5,423	—	—	—	—	—	—	—	—
Б-34	25	5,420	—	—	—	—	—	—	—	—

на пирите и марказите, настураны имеют следующий параметр: настуран II в основании корки — 5,420 Å; внешние зоны на контакте с пиритом — 5,433 Å; настуран III — 5,407 Å.

Вопрос о типоморфизме отдельных генераций настурана сложен и требует дальнейшего изучения.

Рентгенографическое изучение настуранов, взятых с различных горизонтов (см. табл. 3.1), также не позволяет сделать какой-либо определенный вывод об изменении параметра решетки настурана в пространстве. Число образцов для этого оказалось явно недостаточным. Данные о направленности изменения параметра решетки у настурана различных генераций (по разрезу) также противоречивы, что, возможно, связано с гетерогенностью анализируемых образцов (рис. 3.4—3.10).

Совместно с настураном II можно встретить коффинит, а точнее — псевдоморфозы по коффиниту. Сростки кристаллов коффинита выростали на поверхности сферолитов настурана. Встречены также периодические текстуры коффинита и настурана II (рис. 3.12).

Пострудные кальциты K_5 с пиритом или антраксолитом (рис. 3.13) выполняют параллельные прожилки и центральные части жил, частично замещая или разрушая сферолиты настурана. С поздним кальцитом можно встретить решетчатые дендриты и натечные формы галенита, сферолиты сфалерита, позднего вюртцита, халькопирита, пирита и марказита (см. рис. 3.11). Типоморфные минералы — пирит и киноварь. Явно позже настурана, но до антраксолита образовались окислы ванадия и коффинита. Установлены признаки одновременного роста сферокристаллического коффинита и монтрозейта. В ядрах кристаллов монтрозейта $(V, Fe)O \cdot OH$ устанавливается первичная фаза с низким рельефом и пониженным отражением.

В пострудный этап минерализации (кальцит-пиритовая стадия, см. рис. 3.1) уран, перешедший в раствор после интенсивного замещения, входит в состав коффинита и регенерированного настурана III (см. рис. 3.11). Антраксолиты, замещающие настуран, также становятся радиоактивными за счет дисперсного коффинита.

В кальцитовую (6-ю) и настурановую (7-ю) ступени минерализации формируются две рудные ассоциации, отличающиеся своими текстурными и структурными параметрами: сульфидно-коффинитовая и кальцит-настурановая (см. рис. 3.1). Сульфидно-коффинитовая ассоциация образует гнезда и небольшие линзы в марганцовистых кальцитах и в промышленном отношении играет подчиненную роль. В ее составе помимо изотропизированного коффинита и мелких выделений настурана всегда встречается

ся галенит, сфалерит и очень часто — арсениды никеля и сульфиды меди.

Настуран образуется здесь вокруг дендритов и скелетных кристаллов никелина (рис. 3.14,а), галенита (рис. 3.14,б), сфалерита (рис. 3.14,в) и самородного серебра (рис. 3.14,г, правая часть радиографии). На рис. 3.14,б показана корка настурана, обрастающего галенит, содержащий в центре дендриты никелина. В основании корок настурана отдельные сферолиты росли одновременно с галенитом.

Распределение псевдоморфоз окислов урана по коффиниту в галените (см. рис. 3.3,а) и среди арсенидов никеля показывает, что коффинит неоднократно выпадал из растворов. Наблюдаются «присыпки» таких псевдоморфоз на сферолиты никелина, обрастание арсенидов, отдельные обособленные псевдокристаллы среди других минералов.

Псевдоморфозы по коффиниту имеют сложное строение (см. рис. 3.3). Они состоят из нескольких фаз окислов урана, различающихся по отражению.

Основное промышленное значение имеет более поздняя кальцит-настурановая ассоциация: безжелезистый кальцит, настуран, гематит и в качестве минералов изменения боковых пород серицит и хлорит. Настуран образует серии тонких параллельных прожилков, гнезд и имеет сферокристаллическую структуру почковидных корок (см. рис. 3.4—3.9). Изредка здесь же встречаются псевдоморфозы по коффиниту (см. рис. 3.12).

Типичные текстуры кальцит-настурановых руд показаны на рис. 3.15 и 3.16. Даже на радиографиях четко различается несколько генераций настурана (см. рис. 3.15). Могут быть выделены и разновидности настурана, отличающиеся структурой и дисперсностью агрегатов, что отражается на интенсивности засвечивания фотопластинки (см. рис. 3.16,д). Дисперсные окислы урана обычно образуются по коффиниту. Текстурный рисунок руд зависит от формы пустот и распределения трещин среди карбоната, от морфологии и размера зерен карбоната, которые цементируются (см. рис. 3.16,а, б) или обрастаются (см. рис. 3.16,в—д) настураном. На рис. 3.16,а показан срез корки настурана, параллельный плоскости трещины; треугольные формы характеризуют поперечный срез остроскаленоэдрических (ромбоэдрических?) кристаллов кальцита. Отложению настурана предшествовали тектонические подвижки. На рис. 3.17 показана почковидная корка настурана, покрывающая тектоническое зеркало в агрегате кальцита.

Формы настурана весьма разнообразны. Встречаются различные «минералогические уровни» и сталактитоподобные (рис. 3.18),

дендритовидные агрегаты и агрегаты мелких обособленных шариков¹.

Сульфидно-коффинитовая и особенно кальцит-настурановая ассоциации получают резкое усложнение при наложении поздних битумов (см. рис. 3.13). Возникает новая настуран-коффинит-антраксолитовая ассоциация. Эта ассоциация встречается локально [18]. Твердые битумы (оксиантраксолит) механически растаскивают почки настурана [66] и частично замещают его. На рис. 3.13 видно интенсивное замещение настурана антраксолитом. Установлено [52], что при этом часто развивается коффинит.

Структура сферолитов и сферолитовых корок из жил U—Pb—Zn-месторождения подробно освещена в других работах. Здесь приведены некоторые характерные виды строения. Разрывы в процессе роста (см. рис. 3.4) свидетельствуют о том, что сферолитовые корки не обладали пластичностью — факт, который придется, по-видимому, еще долго доказывать, несмотря на однозначные признаки сферокристаллического строения (см. рис. 3.8). Зональность может проявиться в результате различного отношения минерала к травлению (см. рис. 3.4 и 3.7). Ее можно выделить по различной концентрации трещин (см. рис. 3.8), по зонам изменения (см. рис. 3.6) и регенерации (см. рис. 3.5).

Своеобразный структурный рисунок возникает при замещении настураном кальцита (см. рис. 3.10) и в процессе регенерации, где зона корки настурана, первоначально замещенная коффинитом, вытеснялась затем кальцитом. От трещин при этом разрастается по коффиниту настуран. Процессы регенерации могут быть связаны с появлением битумов.

3.2. КРУСТИФИКАЦИОННЫЕ ЖИЛЫ С U-Ni- и U-Zn-РУДАМИ

Крустификационные и близкие к ним по генезису текстуры урановых руд известны для многих «пятиметальных» месторождений. Ниже рассмотрены характерные примеры крустификационного строения и некоторые структурные особенности урановых руд из карбонатных жил с уран-арсенидной и уран-сульфидной минерализацией. Геологические и общие минералогические особенности месторождения более детально освещены в специальных статьях [49, 67].

В пространственном распространении урановорудных ассоциаций отмечается четкая вертикальная зональность. На верхних горизонтах месторождения преимущественное развитие получили

¹ Минералогический уровень описан на с. 61.

[illegible]

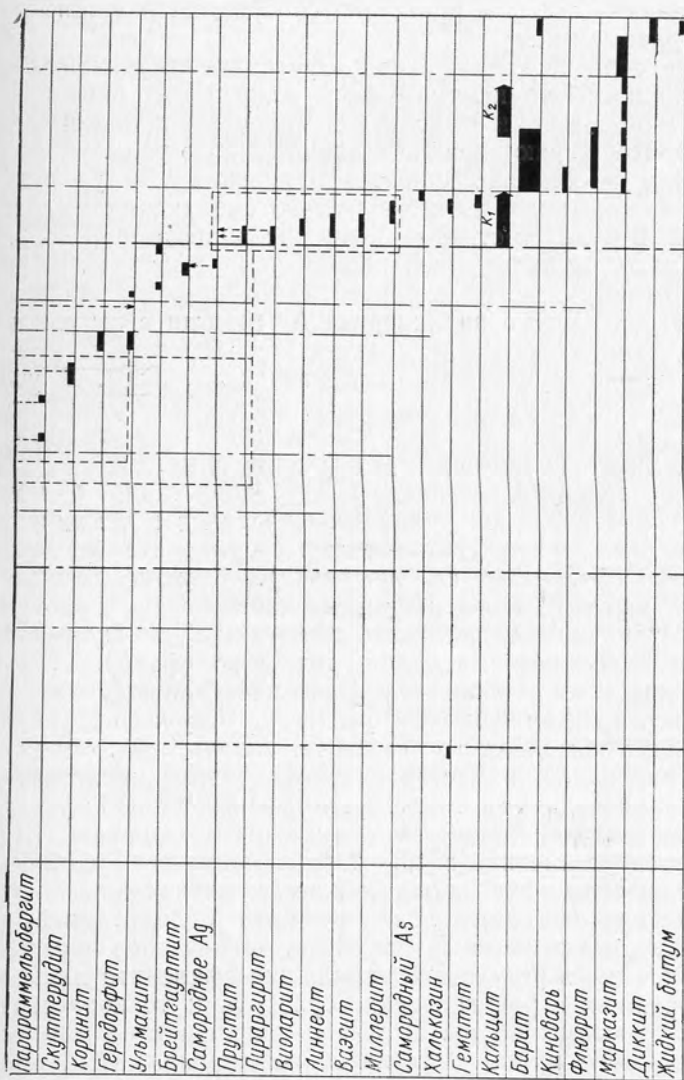


Рис. 3.19. Схема последовательности минералообразования (рудные стадии)

жила с настуран-арсенидным оруденением и лишь в единичных случаях встречаются одиночные прожилки со сфалерит-настурановым оруденением, в то время как на нижних горизонтах сфалерит-настурановые жилы и прожилки собираются в мощные (до 10 м) штокверковые зоны.

Текстурные особенности жильных сфалерит-настурановых руд (названных по преобладающим рудным минералам) определяются в основном процессами выполнения полостей; процессы метасоматоза при этом играют крайне незначительную роль.

В некоторых жилах наблюдаются изменения текстур руд по ступеням минерализации¹, последовательно сменяющим друг друга во времени. В рудах третьей ступени минерализации (рис. 3.19) наиболее широко распространены брекчиевые текстуры, в которых угловатые обломки измененного гранитогнейса заключены в агрегат тонкорастертого паранкерита A_1 (иногда с пылевидным сфалеритом), кварца, кальцита, а затем покрыты коркой минералов урана и темно-коричневого сфалерита (рис. 3.20). В участках появления в сфалерит-настурановых жилах минералов более поздних ступеней минерализации происходит смена текстур на преимущественно кокардовые и крустификационные.

Кокардовые текстуры возникают при обрастании обломков вмещающих пород с каймой урановых минералов и темно-коричневого сфалерита коркой светло-желтого сфалерита (вероятно, псевдоморфозы сфалерита по вюртциту). Крустификационные текстуры образуются, когда центральные части брекчиевых сфалерит-настурановых жил выполнены столбчатым бледно-розовым паранкеритом A_2 с каймой светло-коричневого сфалерита. Зачастую со стороны лежачего бока сфалерит-настурановых жил, особенно в полого ориентированных участках, отмечается увеличение мощности мелкозернистого осадка паранкерита A_1 , сфалерита и урановых минералов; в местах закупорки жилы крупными обломками брекчий над ними тонкозернистый осадок образует линзовидные горизонтально-слоистые скопления — «уровни». Кроме того, отмечается увеличение в 1,5—2 раза мощности крустификационной корки сфалерита вдоль лежачего бока жилы, причем окраска сфалерита в кайме лежачего бока более темная, чем у сфалерита со стороны висячего бока. Отмеченное изменение окраски происходит в результате насыщения сфалерита вкрапленностью мельчайших зерен галенита, бравоита и тонкорастертого материала вмещающих пород. Подобная разница в строении жилы, связанная с ее пространственным положением, свидетельст-

¹ В данном случае под ступенью минерализации понимается генетически индивидуализированная часть стадии минерализации [48], не связанная условием равновесия [88].

вует [48] о значительном влиянии гравитационных сил на кристаллизующийся материал.

Помимо текстур, однозначно указывающих на формирование сфалерит-настурановых руд в открытых полостях, местами устанавливаются микротекстуры метасоматического происхождения. К подобному типу текстур относятся тонкопрожилковые и сетчатые, образовавшиеся в результате замещения карбоната и слюдяных минералов брекчиевых обломков настураном. Гипогенные урановые минералы приурочены преимущественно к темно-коричневому сфалериту в корках вдоль зальбандов и каймах вокруг обломков.

Определены два урановых минерала. Один из них по некоторым минералогическим признакам (призматические тетрагональные кристаллы, меньшая отражательная способность и твердость по отношению к настурану, черный или буро-черный цвет в темном поле) определен как изотропизированный коффинит. Скопления идиоморфных кристаллов изотропизированного коффинита приурочены к основанию сфалеритовых корок, отдельные зерна его наблюдаются внутри сфалерита; частично проникает изотропизированный коффинит и внутрь обломков измененного гранита. Второй урановый минерал, имеющий более широкое распространение, — настуран ($a_0 = 5,435 \text{ \AA}$) — обычно образует каймы (до 0,1—0,2 мм) вокруг обломков брекчий или на стенках трещин, частично обрастая изотропизированный коффинит. Каймы настурана редко бывают мономинеральными, чаще в сростании с ним находится темно-коричневый сфалерит, перекрываемый, в свою очередь, светло-желтым сфалеритом (рис. 3.21).

Судя по взаимоотношениям между минералами, отложение из растворов паранкерита, коффинита, сменяющего его настурана, сфалерита и галенита было практически одновременным (или близкоодновременным).

Карбонатно-арсенидные жилы северо-западной ориентировки образовались путем выполнения и характеризуются резкими контактами с вмещающими их биотитовыми и двуслюдяными гнейсами. Мощность жил достигает 0,3—0,8 м, но может увеличиваться в раздувах до 2,5—3 м. Жилы сложены преимущественно карбонатами, относящимися к группе паранкерита — доломита.

Арсенидно-настурановые рудные скопления обычно имеют гнездообразную или линзообразную форму. Среди жильной массы рудные гнезда и линзы (длина до 2,5 м при мощности 10—20 см) распределены неравномерно и располагаются ближе к центральной части жил или локализируются вдоль лежащего бока. Последовательно нарастающие друг на друга столбчатые корки нескольких разновидностей карбонатов обычно симметрично расположены

вдоль обоих зальбандов. В отдельных участках мощность корок вдоль лежащего бока жил возрастает за счет увеличения размера кристаллов, образующих столбчатые корки. Местами в осложненных участках (перегибах, раздувах) крустификационное строение жил сменяется брекчиевым, встречаются «слоистые» минералогические уровни. Отмеченные текстурные особенности жильного выполнения карбонатных жил с арсенидно-урановым оруденением показывают, что образование их происходило путем выполнения открытых трещин при значительном влиянии гравитационных сил.

Арсенидно-настурановые руды характеризуются колломорфными (рис. 3.22) и дендритовидными (рис. 3.23) текстурами.

Колломорфные агрегаты состоят из сферолитов с характерным чередованием концентрических зон никелина и раммельсбергита (реже парараммельсбергита). Обычно в центре колломорфного скопления наблюдается агрегат мелких (1—1,5 мм) сферолитов никелина, образовавшихся в результате одновременного появления большого количества зародышей, вокруг которых по мере поступления вещества происходит последовательное нарастание концентрических зон. Мелкие сферолиты, увеличиваясь в размере, приходят во взаимное соприкосновение друг с другом, затрудняя дальнейшее разрастание каждого сферолита отдельно, и последующие зоны становятся общими для нескольких сферолитов. Внешние зоны колломорфных агрегатов слагаются либо раммельсбергитом (NiAs_2), либо герсдорфитом (NiAsS); в отдельных местах поверх них наблюдается кайма или скопления идиоморфных кристаллов скуттерудита (CoAs_3).

Основная масса урановых минералов заключена непосредственно среди колломорфно-зональных агрегатов арсенидов и только лишь незначительная часть находится в карбонате, где покрывает тонкой коркой поверхности отдельных кристаллов (рис. 3.24). Для урановых минералов, заключенных внутри колломорфно-зональных агрегатов, характерна прежде всего приуроченность к внешним зонам роста сферолитов и наличие четких фигур вращения, показывающих на одновременный рост сферолитов настурана и соответствующих зон раммельсбергита и никелина.

Местами среди отдельных зон раммельсбергита наблюдаются своеобразные ветвящиеся расщепленные кристаллы настурана, в основании которых сохраняются очертания сферолитов (рис. 3.25). В отличие от почковидного настурана с параметром $a_0=5,43 \text{ \AA}$ и микротвердостью $H=758\div717 \text{ кг/мм}^2$ настуран в расщепленных кристаллах имеет параметр $a_0=5,40 \text{ \AA}$, микротвердость $H=340\div265 \text{ кг/мм}^2$ и заметно пониженную отражательную способность, что, согласно Ю. М. Дымкову и Н. Г. Наза-

ренко [50], характеризует настуран, псевдоморфно развивающийся по коффиниту.

Более широкое распространение в карбонатно-арсенидных жилах получили своеобразные дендритовидные текстуры (см. рис. 3.23). Основными минералами дендритов являются никелин и настуран. Игольчатые кристаллы никелина или пучки игл гексагонального сечения образуют радиально расходящиеся лучи (или ветви) дендритов; ближе к основанию они сужаются и соединяются у центрального стержня. Встречаются дендриты, у которых в нижней части стержня ветви разобщены, в верхней части они примыкают друг к другу, образуя в целом плотную зональную почку или корку с почковидной поверхностью (рис. 3.26). Дендриты часто полиминеральны, обычно с поверхности или по зонам роста никелин обрастается и замещается раммельсбергитом, герсдорфитом, реже — скуттерудитом.

Как и в колломорфных агрегатах, в дендритах арсенидов установлены сферолитовый настуран ($a_0=5,42\div5,43 \text{ \AA}$), настуран, псевдоморфно развивающийся по коффиниту ($a_0=5,40 \text{ \AA}$), и в отдельных местах встречен уранинит ($a_0=5,45\div5,46 \text{ \AA}$ и $H=865 \text{ кГ/мм}^2$). Морфология выделений урановых минералов весьма разнообразна. В дендритах с почковидной поверхностью урановые минералы своим распределением вдоль отдельных зон роста почек никелина подчеркивают их зональное строение (рис. 3.27). Мелкие сферолиты настурана, заключенные внутри более крупных почек никелина, имеют удлиненную эллиптическую или сердцевидную форму, характерную для фигур, образовавшихся в результате одновременного роста двух минералов.

Псевдоморфозы настурана ($a_0=5,40 \text{ \AA}$) по столбчатым кристаллам коффинита располагаются на поверхности сферолитов настурана ($a_0=5,43 \text{ \AA}$), вытягиваясь в направлении, параллельном направлению роста сферолитов, и тем самым как бы продолжая рост радиальных волокон сферолитов.

Наиболее интересными образованиями настурана являются необычные дендритовидные и пластинчатые формы (рис. 3.28). Дендриты по величине достигают 3—4 мм; их отдельные ветви сложены мелкими сферолитами, плотно прилегающими друг к другу и образующими тонкие прямолинейные или изогнутые полосы. Ветви дендритов имеют общее основание и разрастаются подобно кусту. В центре каждой ветви находится прямолинейный стержень никелина или заместивших его раммельсбергита или кальцита (рис. 3.29, а, б). Отдельные сферолиты настурана в дендритах насыщены скелетными кристаллами раммельсбергита или герсдорфита (рис. 3.30). Развитие их идет диффузионным путем,

по наиболее проницаемым, ослабленным зонам вдоль индукционных поверхностей сферолитов, границ зерен и кристаллов (см. рис. 3.29,б). Вокруг дендритовидного и сферолитового настурана обычно в виде каймы (мощностью 6—7 мкм) развивается настуран с пониженной отражательной способностью. Таблитчатые или столбчатые кристаллы, слагающие кайму, имеют заостренные вершины и в сечении образуют ромбы и четырехугольники. Вдоль границ сросшихся кристаллов, подчеркивая их столбчатый облик, развивается в виде мелких кубических кристаллов уранинит (рис. 3.31).

Изучение текстурно-структурных особенностей настуран-арсенидных руд позволяет отметить, что образование настурана с $a_0 = 5,43 \text{ \AA}$ и псевдоморфно замещенного затем настураном ($a_0 = 5,40 \text{ \AA}$) происходит в течение всего процесса формирования колломорфных и дендритовидных агрегатов арсенидов и сульфидов на фоне отложения анкерита (см. рис. 3.24).

В заключительную (барит-сульфидную) стадию минералообразования происходит некоторая активизация процессов внутрижильного метасоматоза, что вызывает яркие процессы преобразования как внутри самих руд, так и в составе жильного выполнения. С их влиянием связаны процессы замещения железо-магнетизальных карбонатов кальцитом, разрушение и частичное вытеснение арсенидов с образованием на их месте ряда редких никель- и кобальтсодержащих сульфидов (см. рис. 3.19), а также замещение и вытеснение урановых минералов поздними сульфидами — пиритом и марказитом. Интенсивное разрушение агрегатов настурана и псевдоморфоз настурана по коффинуиту связаны с появлением в рудных линзах и гнездах поздних битумов. Эти изменения в основном сводятся к механическому расчленению дендритовидных, пластинчатых и сферолитовых агрегатов настурана и растаскиванию их обломков преимущественно в направлении роста последних (рис. 3.32). Признаков химического взаимодействия между битумом и обломками настурана не установлено.

3.3. СТРУКТУРЫ КОФФИНИТ-МОЛИБДЕНИТ-СУЛЬФИДНО-БИТУМНЫХ АГРЕГАТОВ ИЗ КИСЛЫХ ЭФфуЗИВОВ БАРИССКОГО ВОЗРАСТА

Как установлено, на месторождениях пятиметальной и карбонатно-настурановой формаций молибденит присутствует в отдельных участках ранней (дорудной) стадии минерализации варисской эпохи. В рассматриваемом примере рудные скопления содержат сульфиды молибдена и битум в качестве парагенетических с на-

стураном выделений, причем битум составляет основу, обуславливая темно-бурый цвет и смолистый блеск оруденелых эффузивов.

Особенностью минерального состава исследуемого рудопроявления является также присутствие наряду с пиритом, марказитом и другими простыми сульфидами сульфоарсенидов.

Рассмотренный ниже случай подтверждает отмеченный и ранее [55, 149] факт проявления урановых минералов в фациях, весьма отличных от традиционно рудных в пределах распространенных в регионе карбонатно-настурановой и пятиметальной формаций.

К наиболее ранним гидротермальным образованиям относятся идиоморфные зерна пирита кубического облика с размером зерен до 2 мм и марказита. Пирит в некоторых случаях имеет округлое фрамбоидальное строение с четким ограничением кубических и октаэдрических кристаллов внутри овального выделения. Пирит располагается также в центре зональных выделений сульфидов, имеющих разные оттенки кремово-желтого цвета в отраженном свете и разную степень анизотропии. Эти зерна во всех сечениях отвечают ромбам с разными по величине углами между сторонами. По данным электронного микрозондирования, среди них выявляются следующие соединения мышьяка: существенно никель-кобальтовые арсениды, арсениды кобальта и железа (леллингит), сульфоарсениды никеля и железа.

Помимо пирита-марказита и арсенидов в битуме есть блеклая руда, гринокит (?), галенит, сфалерит, халькопирит, борнит. Эти зерна и их сростки имеют изометрическую и неопределенную форму и зачастую корродированы: в пограничных участках при этом образуется мелкая сульфидная пыль.

Основные урановые минералы — настуран и коффинит — располагаются в сульфидных агрегатах и битуме. Сферолиты настурана (рис. 3.33) тяготеют к сульфидным скоплениям; они ориентированы по граням куба пирита и обычно в разрезе располагаются по сторонам (неполностью замыкая) квадратов. В случае полного или частичного замещения пирита блеклой рудой или галенитом квадраты как бы повисают в них, произвольно пересекая границы зерен. Можно предположить одновременность образования пирита и настурана и в целом их несколько более раннее выделение по сравнению с сульфидами и арсенидами.

Несколько позже в рассматриваемой ассоциации выделяется коффинит. Его полосчатые и неправильные изометричные выделения (на радиографии и микрорадиографии видны тусклые засветки или густая сеть треков) повсеместно разбросаны в битумном поле. Полосы коффинита I в виде реликтов подчеркивают контуры исчезнувших кристаллов (комбинаций призмы и дипирамид).

На этих остаточных кристаллах отмечаются мелкие зерна пирита, подчеркивающие форму коффинитовых выделений и там, где сам коффинит полностью замещен битумом. Более поздние прожилки коффинита II, секущие и сульфиды, и коффинит I — битумное поле, не содержат непросвечивающего в темном поле битума, являясь другой, более поздней генерацией.

Коффинит-битумная масса, по данным электронно-микроскопического исследования, неоднородна; среди изотропизированных участков некристаллического строения появляется характерная для метамиктных минералов картина с субпараллельной ориентировкой отдельных полос, которая сменяется участками с появившимися зародышевыми формами (рис. 3.34).

Судя по имеющемуся материалу, при наложении битума и сульфидов настуран и коффинит I разрушаются с сохранением части зерен, причем настуран цементируется органическим веществом в виде обломков или измененных сферолитовых форм, а коффинит I в виде остаточных (реликтовых) кристаллов.

Гидротермальный битум, установленный в данном рудопроявлении, имеет сложный состав. По сути дела, вся антрацитоподобная масса, а также вещество сажистого облика после растворения в соляной кислоте сульфидов, настурана и коффинита представляют собой сложный гетерогенный битум. Наиболее обогащены ураном хлороформные и спиртобензольные (в меньшей степени) фракции после обработки проб соляной кислотой (фракции С), составляющие 3,43% битума. Судя по этому, металл достаточно тесно связан с органическим веществом.

Полученные в результате ИК-спектроскопии линии 725 см^{-1} отвечают слабо метаморфизованному органическому веществу. В хлороформной вытяжке присутствуют парафиновые и ароматические углеводороды с существенным развитием парафиновых длинных цепей ($[\text{CH}_2]_n > 4$), а также кислоты, альдегиды, сложные эфиры с пиками поглощения в области $1000\text{--}1300\text{ см}^{-1}$. В вытяжках хлороформа и спиртобензола после обработки соляной кислотой обнаруженные при ИК-спектроскопии пики поглощения в области $3000\text{--}2000$ и $1000\text{--}1300\text{ см}^{-1}$ характеризуют низшие антраколиты с замещенными группами $\text{C}=\text{C}$, $\text{C}=\text{O}$, CH_2 , CH_3 (аналитик О. В. Шишанова).

На электронно-микроскопическом снимке битум обнаруживает структуры слабо метаморфизованного органического вещества, что подтверждается и компонентным анализом (много масел и жидкой органики); реже — корковые структуры более сильно метаморфизованного вещества (рис. 3.35).

В прожилках, секущих гранит-порфиры одного из участков, выявлены иордизит-молибденитовые вкрапленники, совместно

с битумом, настураном, коффинитом и сульфидами замесившие кварцевые фенокристаллы. Массы сильно анизотропного молибденита тесно срастаются с также анизотропным, но менее сильно отражающим иордизитом (рис. 3.36). Молибденит-иордизитовые выделения нарастают на сульфидные, настурановые и коффинит-битумные агрегаты, находясь в виде каймы (бордюра) на их периферии (рис. 3.37). При этом отмечается большая подверженность изменению коффинита по сравнению с битумом. Последний остается в виде округлых обособленных форм, вероятно, частью подвергаясь агрегатному преобразованию. В битумном материале вне полей наложенной поздней молибденитовой минерализации подобных форм не встречено.

Цепочка последовательности замещения хорошо видна в сложных полиминеральных агрегатах (рис. 3.38). Сферолиты настурана, местами в сростании с пиритом, замещаются коффинит-битумным материалом по зальбандам, превращаясь в полигоны неправильной формы. Границы замещения настуранов молибденит-иордизитовыми сростаниями могут быть и зубчатыми, что обусловлено, вероятно, формой растущих «листочков» молибденита (см. рис. 3.38, верху).

Итак, характерной особенностью рассмотренного типа оруденения является совмещение в одном эндогенном гидротермальном проявлении ассоциаций, отвечающих типам рудных формаций в других, в том числе смежных с рассматриваемым, районах — это ранняя сульфидная и диарсенидная, отличающаяся присутствием настурана, коффинит-сульфидная, битумная и иордизит-молибденитовая ассоциации. При наложении этих образований шло незначительное по времени и мощности разрушение предыдущих ассоциаций, что нашло свое отражение в наличии многочисленных коррозионных и реликтовых структур. Существование в значительной степени метамиктного коффинита, слабополимеризованного битума, иордизита свидетельствует о небольших глубинах их образования в относительно короткий отрезок времени. Округлая форма некоторых сульфидных и диарсенидных зерен есть следствие, помимо прочего, кристаллизации в вязкой среде, какой являлось незастывшее битумное вещество.

Отсутствие сульфидов, отлагавшихся собственно с битумом, позволяет предположить «глеевый» (безсернистый) режим теле-термальных вод и, следовательно, слабоокисляющий режим при последующих минеральных преобразованиях, что позволило сохраниться части коффинита в процессе замещения урановых минералов: вероятно, все же происходило окисление битума (увеличение числа групп $C=O$, образование гуминовых кислот, оксикерита). С наложенной молибденовой минерализацией связана полиме-

ризация битума, нашедшая свое отражение в увеличении числа радикалов с ароматическими компонентами.

Выпадение небольших масс настурана вначале с диарсенидами и пиритом и коффинита с сульфидами в рассматриваемом коффинит-молибденит-сульфидно-битумном типе минерализации имело ограниченное распространение.

**О ТЕКСТУРАХ РУД, ОБРАЗОВАВШИХСЯ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИ И ПУТЕМ ВЫПОЛНЕНИЯ
ОТКРЫТЫХ ТРЕЩИН**

**4.1. МИНЕРАЛОГИЯ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД
УРАН-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ФЕЛЬЗИТ-ПОРФИРАХ**

Рассматриваемое уран-молибденовое месторождение локализуется в интрагеоантиклинальном поднятии со сложным мелкоблоковым строением и чрезвычайно изменчивым разрезом слагающих его вулканогенно-осадочных толщ.

Проявившаяся здесь гидротермальная деятельность многоэтапна (рис. 4.1). С ранним этапом связаны процессы контактово-метасоматических преобразований пород, выражающиеся в скарнировании и грейзенизации покровных и жерловых фаций эффузивов. На протяжении второго позднего этапа происходит формирование таких гидротермально-метасоматических образований, как кварц-альбитовые, кварц-серицитовые метасоматиты, а также приуроченных к ним пирит-кварцевых, сульфидно-настурановых, кварц-карбонатных и карбонатных жил и прожилков.

Рудные, сульфидно-настурановые гидротермальные образования характеризуются на месторождении значительным разнообразием типов.

Типичные жилы и прожилки характерны для верхних (рис. 4.2) и средних (рис. 4.3 и 4.4) горизонтов. Своеобразные прожилково-брекчиевые образования возникают на нижних горизонтах месторождений в рудных телах, локализованных в эксплозивных брекчиях. В отличие от характерных для верхних горизонтов брекчиевых текстур урановые минералы не образуют здесь сплошных кайм вокруг обломков пород, а избирательно замещают отдельные минералы в цементе брекчий и образуют в нем рассеянные выделения.

Вкрапленные руды распространены на всех горизонтах месторождения с максимальным развитием в участках, где вмещающими породами являются флюидалыные и сферолитовые липаритовые порфиры и их туфы. Особенно интенсивное вкрапленное оруденение развивается в местах, претерпевших значительное предрудное изменение; вкрапленность в таких местах может быть настолько густая, что небольшие по размерам гнезда приобретают массив-

[illegible]

Рис. 4.1. Схема последовательности минералообразования на рудном месторождении

ную текстуру. Во флюидальных и сферолитовых разновидностях липаритовых порфиров распространение вкрапленности подчинено ориентировке флюидальности.

Гидротермальные образования рудной сульфидно-настурановой стадии содержат до 20 минералов (рис. 4.5). Главными из них являются урановые (настуран, коффинит, уранинит, браннерит), промышленно ценными — молибденовые (молибденит, иордизит, фемолит).

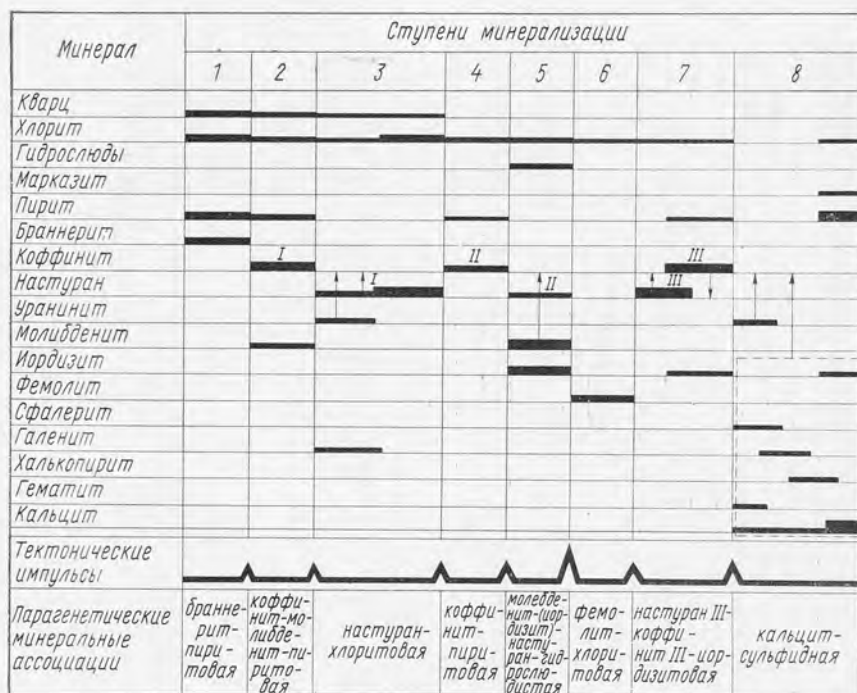


Рис. 4.5. Схема последовательности выделения минералов сульфидно-настурановой стадии

Настуран — наиболее широко распространенный и преобладающий в количественном отношении минерал. Выделяются четыре генерации настурана (см. рис. 4.1), из которых три образуются в течение рудной стадии (см. рис. 4.5), а настуран IV встречается только в пострудных жилах и прожилках и так же, как и на других U-Mo-месторождениях, рассматривается как регенерированный минерал [4, 105].

Основную массу руд составляет настуран I и III генераций.

Настуран I образует главным образом вкрапленные руды и представлен агрегатом мелкосферолитовых (1—3 мкм) индивидов, в сростании с которыми постоянно находится хлорит. Нередко он замещает вкрапленники полевого шпата, сростки чешуйки серицита, кристаллы ильменита. Замещение полевых шпатов происходит большей частью псевдоморфно и начинается вдоль периметра фенокристалла, по контакту, с постепенным проникновением по трещинкам спайности внутрь зерна; частично замещение происходит с переотложением и тогда трудно установить первичный контур фенокристаллов.

Электронно-микроскопическое исследование¹ сферолитов настурана I показало, что сферолиты имеют радиально-лучистое строение, с зародышевыми включениями в центре, квадратной или близкой к ней формы (рис. 4.6), последнее дает основание предполагать, что здесь, как и в других случаях [44], зародышевыми центрами являются кристаллы уранинита.

Настуран II имеет весьма ограниченное развитие и встречается в виде единичных сферолитов внутри колломорфно-зональных корок нордизита и молибденита. Наличие фигур вращения настурана II среди молибденита и нордизита указывает на их одновременную кристаллизацию (рис. 4.7).

Настуран III слагает основную часть прожилковых образований, в участках тектонических нарушений обрастает и цементирует обломки вмещающих порфиров. Прожилковые образования настурана III пространственно обособлены от гнездовых и вкрапленных зон, сложенных настураном I и II, и находятся главным образом в приконтактных частях рудных тел; четко фиксируется пересечение настураном III скоплений настуранов более ранних генераций (рис. 4.8). В отличие от настурана I и II размеры сферолитов настурана III достигают 0,1—0,5 мм и в большинстве своем имеют зональное строение (рис. 4.9). Симметрично-полосчатые прожилки настурана местами имеют асимметричный облик, что выражается в увеличении размеров отдельных сферолитов и соответственно мощности всей корки вдоль лежащего бока прожилка. В основании подобных корок выявляются зоны геометрического отбора. Подобные особенности строения прожилков и отдельных сферолитов настурана III свидетельствуют об их кристаллизационном росте при выполнении открытого трещинного пространства в соответствии с геометрическим законом группового роста сферолитов [33]. Электронно-микроскопическое изучение реплик с протравленных образцов настурана III показало, что сферолиты имеют ясно выраженное концентрически-зональное строение, зоны

¹ Выполнено Ю. М. Дымковым и Е. Г. Павловым.

сложены радиально вытянутыми волокнами толщиной 0,05—0,1 мкм при длине 5—7 мкм. Ориентировка волокон в основании сферолитов радиальная, ближе к поверхности — почти параллельная. Волокна расширяются к периферии, в сечении имеют либо квадратные, либо ромбовидные очертания.

Таблица 4.1

Состав и физические свойства настуранов

Генерация настурана	Число фаз	Физические свойства			Результаты химических анализов**			Примечание
		Параметр кристаллической решетки, Å*	Отражение R, %	Твердость H, кг/мм ²	U ⁶⁺	U ⁴⁺	O:U	
I	2 фазы	5,38 5,395	12—14	548—603	22,586	39,03	2,37	Преобладает настуран с фазой $a_0 = 5,39 \text{ Å}$. Агрегат мелких (1—3 мкм) сферолитов
II	1 фаза	5,40	—	—	—	—	—	Мелкие сферолиты (3—5 мкм) внутри колломорфных выделений иордизита (отбор монофракций затруднен)
III	2 фазы	5,38— 5,39 5,42 ± ±0,01	13—17	825—870	32,17	31,493	2,49	Преобладает настуран с фазой $a_0 = 5,42 \text{ Å}$. Крупносферолитовые корки (100—500 мкм)
IV	3 фазы	5,375 5,395	10—12	382—330	31,30	33,25	2,48	Преобладает фаза с $a_0 = 5,395 \text{ Å}$. Одной из фаз может быть коффинит, мелко-сферолитовые каймы

* Данные Н. Г. Назаренко.

** Аналитик Б. М. Елов.

Внутри сферолитов обнаруживается большое число слабо протравившихся или совсем не протравившихся включений. Включения занимают 15—20% всего объема сферолитов настурана. Большая часть включений имеют гексагональную форму и диагностируется как иордизит. Часть включений, главным образом в приповерхностных зонах сферолитов настурана III, представлена

сростками столбчатых с заостренными вершинами кристаллов коф-финита. Одновременный рост настурана III с коффином и нор-дизитом подтверждается микроскопическими наблюдениями (рис. 4.10 и 4.11).

Настуран IV устанавливается либо внутри поздних кварц-кар-бонатно-сульфидных жил, пересекающих участки с урановой ми-нерализацией более ранних генераций, либо в непосредственной близости от мест пересечения. В кварц-карбонатных прожилках настуран IV тончайшей, обычно зональной, каймой покрывает по-верхность ромбоздрических кристаллов кальцита или столбчатых кристаллов кварца, заполняя также мелкие пустоты между ними (рис. 4.12).

Как мы видели выше, все настураны представлены сферолита-ми и сферолитовыми агрегатами. Для всех генераций настуранов характерно двухфазное, редко трехфазное строение, причем фазы отличаются друг от друга по отражению, микротвердости, цвету и фиксируются рентгенографически (табл. 4.1). Тесное срастание фаз делает невозможным отбор каждой из них и точное опреде-ление физических констант. Теряет смысл также определение ве-личины отношения кислорода к урану, так как она является сум-мирующей для совокупности этих фаз. По данным рентгенографи-ческого анализа, параметр элементарной ячейки настуранов рудного поля изменяется в пределах 5,375—5,440 Å. Количества редкоземельных элементов (0,08 ат. %) и тория (0,005 ат. %), установленные в настуранах рудного поля, не могут оказывать существенного влияния на изменение параметра ячейки. Содер-жание свинца в них значительно и колеблется от 2 до 6%. Для установления роли свинца было изучено¹ пять проб настурана с различных участков рудного поля. Для этой цели настураны, в которых предварительно рентгенографическим методом были определены параметры элементарной ячейки и химическим путем Pb, U⁶⁺ и U⁴⁺, подверглись прокаливанию в токе водорода. При прокаливании до 900°C настуран сохраняет свою структуру, но при этом в интервале 500—700°C происходит уменьшение параметра элементарной ячейки, что сопровождается выходом свинца из ре-шетки, который фиксируется на рентгенограммах; в отдельных случаях в пробах появляются блестящие шарики свинца. При бо-лее высокой температуре (800—900°C) после выхода свинца па-раметр решетки настуранов закономерно увеличивается из-за вос-танавливающего действия водорода (табл. 4.2).

В одной пробе № 5, несмотря на значительное содержание свинца, параметр решетки по мере увеличения температуры повы-

¹ Выполнено Н. Г. Назаренко.

шался, что, вероятно, объясняется наличием главным образом галенитного свинца, который не входит в решетку настурана.

Совместно с настураном во вкрапленных и прожилковых образованиях встречается до 15% коффинита. Из-за своей метамикт-

Таблица 4.2

Изменение параметров элементарной ячейки настурана при прокаливании в водороде (аналитик Н. Г. Назаренко)

Номер пробы	Параметр a_0 (Å) при $t^\circ\text{C}$					
	Исходн.	500	600	700	800	900
1	5,40	5,395	5,385 (+Pb)	5,383 (+Pb)	5,405	5,405
2	5,40	5,395 (слаб. Pb)	5,395 (+Pb)	5,393 (+Pb)	5,405	5,405
3	5,41	5,40 (слаб. Pb)	5,395 (+Pb)	5,395 (оч. слаб. Pb)	5,405	5,405
4	5,40	5,395	5,390 (слаб. Pb)	5,395 (слаб. Pb)	5,405	5,405
5	5,38	5,385	5,390	5,395 (слаб. Pb)	5,405 (+Pb)	5,405

Примечание: слаб.—слабые следы Pb; оч. слаб.—очень слабые следы Pb; +Pb—присутствие видимого свинца.

ности (табл. 4.3) значительная часть коффинитов рудной стадии (I—III генерации) изотропизирована (рис. 4.13). Микроскопически в метамиктно распавшемся коффините можно выделить несколько фаз: незатравливаемое силикатное стекло и хорошо протравливающаяся и обладающая более высоким отражением фаз (мельчайшие зерна окислов урана).

Изучение на рентгеновском микроанализаторе показало, что в наиболее темной фазе (силикатное стекло?) содержание кремния максимальное и достигает 36,01%, а урана — 16,87%. Серая фаза, диагностируемая как еще не разрушенный коффинит, содержит кремния до 5,87%, а урана — 55,36% и наиболее светлая фаза—окислы урана, где максимальное содержание урана 59,42%, а кремния — 1,52%. Генерации коффинита отличаются составом ассоциированных с ним минералов и структурами зерен. Коффинит I наблюдается главным образом во вкрапленных и гнездовых скоплениях, где обычно изотропизирован и в различной степени замещен окислами урана (рис. 4.14—4.16).

Рентгенографическое изучение микропроб коффинита I лишь в исключительных случаях позволяет установить слабо измененный коффинит; обычно на дебаграммах обнаруживается одна или две кубические дисперсные фазы окислов урана с параметром $a_0=5,37\div5,39 \text{ \AA}$.

Таблица 4.3

Физические свойства коффинитов

Генерация коффинита	Форма выделения	Отражение R, %	Твердость H, кг/мм ²	Примечание
I	Идиоморфные игольчатые и призматические кристаллы	—	—	Метамиктно расплавившийся
II	Агрегат пластинчатых кристаллов	9—11	245—280	Частично сохранивший кристаллическую структуру
III	Корки столбчатых кристаллов	8—10	220—240	Большая часть метамиктно распалась
IV	Сферолитовые образования или агрегат пластинчатых кристаллов	7,5—9	200—310	Полностью сохранивший кристаллическую структуру

Коффинит II встречается в ограниченном количестве в виде мелких гнезд в ассоциации с хлоритом и пиритом. Изредка он совместно с настураном II слагает маломощные прожилки или зонально построенные каймы вокруг брекчиевых обломков (рис. 4.17).

Коффинит III срastaется с настураном III, образуя крустификационные каймы вокруг обломков фельзитов в зонах дробления. Коффинит III представлен пучками столбчатых с заостренными вершинами кристаллов размером 0,03—0,05 мм (рис. 4.18), которые нередко наблюдаются во внешней кайме крупносферолитового настурана III, частично замещая последний. Среди новообразований диагностируются фазы с параметром $a_0=5,38 \text{ \AA}$ и $a_0=5,42 \text{ \AA}$, изредка дополнительно выделяется уранинит, представленный изометричными кристаллами, имеющими высокое отражение.

Существуют многочисленные признаки одновременного роста сферолитов настурана III и коффинита III (см. рис. 4.10 и 4.18).

Коффинит IV является переотложенным и наиболее часто сохраняет кристаллическую структуру, обнаруживая четкую анизотропию

группу. Мелкие гнездовые скопления колломорфных образований или призматических кристаллов коффинита IV встречаются среди кристаллов кальцита и кварца в постурановых кварц-кальцит-сульфидных прожилках.

Уранинит—редкий минерал, большей частью образуется в виде мельчайших изометричных кристаллов, равномерно распределенных в массе распавшегося коффинита (в основном в коффините I и II) или приуроченных к контактам между пластинчатыми кристаллами коффинита III (см. рис. 4.10 и 4.18). Исключением могут быть отдельные крупные идиоморфные кристаллы уранинита вне коффинита (рис. 4.19).

Браннерит в количественном отношении в рудах не играет заметной роли. Он замещает акцессорные ильменит и титаномagnetит вмещающих пород, наследуя решетчатое строение рутилизованных разновидностей.

В рудах повсеместно встречаются в виде метасоматической вкрапленности и прожилковых образований молибденит, иордизит и фемолит. Выделяются три генерации молибденита.

Молибденит I встречается в ограниченном количестве в виде мелких (0,01—0,5 мм) разрозненных чешуек и пластинок, имеющих ярко выраженное двуотражение среди агрегата коффинита I. Характер взаимных границ позволяет говорить об их совместной кристаллизации.

Молибденит II встречается в основном в прожилковых образованиях, которые пересекают гнездовые скопления молибденита I и ассоциируемого с ним коффинита I или настурана I. Устанавливаются две морфологические разновидности молибденита II. В нижних частях рудных тел он представлен хорошо окристаллизованными гексагональными табличками (рис. 4.20). В приповерхностных частях рудных тел молибденит II переходит в листоватые или смешаночешуйчатые образования (рис. 4.21), которые сменяются агрегатом плотных сферолитов или колломорфно-зональными корками вдоль стенок трещин (рис. 4.22). Совместно с молибденитом II находятся мелкосферолитовые образования настурана II и хлорита.

Молибденит III редко и в небольшом количестве обнаруживается в постурановых кварц-карбонатных прожилках вблизи от мест пересечения последними рудных уран-молибденовых образований. В этой связи, как и для урановых минералов, можно предположить, что происходит растворение и переотложение молибденовых минералов ранних генераций. Нужно заметить, что переотложенный молибденит III встречается только на нижних горизонтах месторождений, в то же время в приповерхностных частях вблизи от участков растворения и замещения ранних генераций

молибденита устанавливается, как и на месторождении, изученном В. И. Рехарским [105], молибдат кальция — повеллит, который образует маломощные прожилки или гнезда среди кальцита.

Иордизит — рентгеноаморфная разновидность молибденита — в рудах находится в виде сфероидальных и сложных колломорфно-зональных образований. Выделения иордизита редко бывают мономинеральными. В их колломорфных и сфероидальных образованиях отдельные зоны имеют различное отражение (рис. 4.23). Рентгенографическое изучение светлых анизотропных зон показывает, что они принадлежат гексагональному молибдениту, темно-серые изотропные зоны рентгеноаморфны и относятся к иордизиту. При прокаливании проб, отобранных из этих изотропных зон, на воздухе до 600°C выявляется структура, соответствующая ромбической MoO_3 . Выделение иордизита происходит неоднократно.

Иордизит I находится в прожилках и брекчиевых зонах в виде колломорфных образований совместно с молибденитом II и настураном II (см. рис. 4.11).

Почковидные включения иордизита II обнаруживаются в приповерхностной части более крупных сферолитовых образований настурана III (см. рис. 4.23). В результате последующего селективного растворения часть подобных включений иордизита выщелочена, но отложившийся позже в пустотах кальцит сохраняет первоначальную форму включений.

Иордизит III выполняет центральные части крустификационно-зональных прожилков, сложенных настураном III, коффинитом III, а также сфалеритом, пиритом, халькопиритом.

Образование иордизита некоторые исследователи [23, 73] связывают с раскристаллизацией коллоидов сложного состава. Наши наблюдения показывают, что его кристаллизация происходит из истинных растворов, подтверждением чего являются коррозионные границы иордизита с сопутствующими минералами, наличие фигур одновременного роста иордизита и настурана, а также наличие зонально построенного агрегата иордизита, настурана, молибденита, что указывает на их периодическое выделение из истинных растворов и не может иметь место в коллоидах.

Фемолит — сульфид молибдена и железа — достаточно часто встречается в рудах, но главным образом в приповерхностных частях рудных тел. Фемолит участвует в строении колломорфно-зональных корок в открытых трещинах и брекчиевых зонах, где находится совместно с настураном III, коффинитом III, пиритом. В подобных образованиях фемолит отлагается до настурана III и фиксируется пересечением фемолита настураном III (рис. 4.24). Колломорфные и почковидные образования фемолита сложены микрочешуйчатым агрегатом серого цвета, которые в отличие от

сходных образований иордизита разбиты мелкими трещинами на остроугольные обломки.

В настоящее время большая часть фемолита разрушена с образованием агрегата тонкозернистого пирита и аморфного иордизита. К. В. Скворцова [113] указывает, что главную роль в разрушении фемолита играет сероводород, поступление которого происходит в период выделения более поздних пирита и сфалерита.

Кроме перечисленных минералов в рудах в ограниченном количестве встречается сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, арсениопирит и другие рудные минералы. Из нерудных минералов присутствуют хлорит, кварц, кальцит, гидрослюда.

Анализ взаимоотношений минералов и их типоморфных свойств позволил выделить парагенетические ассоциации руд (см. рис. 4.5). Наиболее ранними из них являются браннерит-пиритовая и коффинит I-молибденит I-хлоритовая, сменяющиеся настуран I-хлоритовой, коффинит II-пирит-хлоритовой и молибденит II (иордизит)-настуран II-гидрослюдистой ассоциациями.

Формирование перечисленных минеральных ассоциаций происходит в основном путем метасоматического замещения, причем перенос вещества осуществлялся как диффузионным, так и инфильтрационным путем. Следствием диффузионного метасоматоза с проникновением растворов вдоль межзерновых участков, трещин спайности индукционных поверхностей явилось образование пестлчатых, вкрапленных текстур и большого числа псевдоморфоз замещения. С инфильтрационными процессами связано формирование метасоматических прожилков и прожилково-вкрапленных образований.

Формирование таких парагенетических ассоциаций, как фемолит-пиритовая, настуран III-коффинит III-иордизитовая и кальцит-сульфидная, происходит путем выполнения открытых трещин. Вследствие резкого падения давления, температуры, быстрого удаления летучих компонентов здесь вероятно возникновение пересыщенных растворов, что служит причиной возникновения в прожилковых и брекчиевых образованиях колломорфных, колломорфно-зональных, кокардовых и кристификационных текстур.

Вкрапленные руды получили развитие в основном на средних и нижних горизонтах месторождений, в то время как на верхних горизонтах преимущественное развитие имеют прожилковые и прожилково-брекчиевые образования.

Таким образом, минералоотложение на месторождениях уран-молибденовой формации, локализованных в кислых эффузивах, проходит главным образом метасоматическим путем, но в приповерхностных частях, где значительно увеличивается количество открытых трещин, преобладают процессы выполнения последних.

4.2. ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД МОЛИБДЕНОВО-УРАНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РАССЛАНЦОВАННЫХ ТЕРРИГЕННО- ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Изучение некоторых эндогенных месторождений показало, что их текстуры различны не только по формам, размерам и взаимоотношениям рудообразующих компонентов, но и по выдержанности или масштабности распространения. В известных систематиках [8, 69, 101, 131, 138] эта сторона вопроса не нашла отражения, хотя на разномасштабность текстур в некоторых из них имеются указания.

Так, Ф. И. Шахов [131], характеризуя круг вопросов, которые находят свое решение при изучении текстур, отмечал, что «в текстурном узоре отражены не только черты парагенезиса, но и формы рудных тел, а также структура рудного поля». При микроскопических исследованиях для характеристики срастаний различных минералов, представленных не монокристаллами, а агрегатами зерен (т. е. имеющих свою «внутреннюю» структуру), применяется термин «микротекстура» [10, 131]. Однако введение подобных терминов не может с достаточной полнотой характеризовать различные по величине и положению агрегаты от микроскопических до макроскопических, устанавливаемых «в пределах полированного штуфа руды и даже в забоях горных выработок» [10].

Отсутствие четкой классификации текстур по масштабности особенно затрудняет их рассмотрение на сложных «политекстурных» месторождениях, куда относятся не только молибденово-урановые, но и все другие урановые гидротермальные месторождения.

В связи с этим предлагается подразделять текстуры руд на порядки¹ текстуры первого, второго, третьего и более высоких порядков в зависимости от сложности текстур руд (табл. 4.4).

К текстурам первого порядка можно отнести текстуры, характерные для руд целого месторождения, рудной залежи или рудного тела. Для большинства молибденово-урановых месторождений характерными текстурами первого порядка будут прожилковые, вкрапленные, пятнистые и пр.

К текстурам второго порядка можно отнести текстуры, характерные для отдельных элементов текстур первого порядка. Так, для месторождений с прожилковыми текстурами первого порядка текстуры, характеризующие строение отдельных прожилков, можно отнести к текстурам второго порядка. При более сложном и

¹ Аналогичное представление о порядках трещин успешно применяется в структурной геологии при характеристике дизъюнктивных и плекативных нарушений различных масштабов.

Текстуры рудных образований различного возраста и масштаба (порядка)

Стадия минерализации	Степень минерализации	Первичная кристаллизация			Наложенная минерализация (текстуры)
		Текстуры 1-го порядка	Текстуры 2-го порядка	Текстуры 3-го порядка	
Ранняя пиритовая	Кварц-пиритовая	Прожилковые	Массивные, пятнистые	Не выделены	Брекчиевые, пересечения
		Вкрапленные, пятнистые	Вкрапленные	"	
		Слонстые	Вкрапленные	"	
		Прожилковые, вкрапленные	Микросферолитовые, слонстые	Камок, кокардовые	
Рудная молибденит-настурановая	Молибденитовая				Поперечно-столбчатые, брекчиевые, микропрожилковые, вкрапленные
	Молибденит-настурановая, хлорит-настурановая	Прожилковая с элементами вкрапленной и пятнистой	Полосчатые, брекчиевые, цементационные, слонстые, гравитационные	Крустификационные, колломорфные, камок, кокардовые	Поперечно-столбчатые, брекчиевые, микропрожилковые, вкрапленные
Пострудная кварц-карбонатная	Карбонатная	Прожилковая	Симметрично- и асимметрично-полосчатые, слонстые	Крустификационные, кокардовые	Отсутствуют
	Кварц-карбонатная	"	Параллельно-шестоватые, массивные, поперечно-столбчатые, друзовые	Микропрожилковые, камок	

разнообразном строении прожилков текстуры, характеризующие строение отдельных зон в сложных или крустификационных жилах, можно отнести уже к текстурам третьего порядка и т. д. Конечным этапом детализации текстурного рисунка и последним порядком текстур является структура руд в принятом понимании [10, 69, 131, 138].

Подобный подход к характеристике текстур руд сразу разграничивает разнозначимые типы текстур, с одной стороны, и выделяет определенный круг генетических вопросов, которые могут быть решены при рассмотрении текстур различного порядка, с другой.

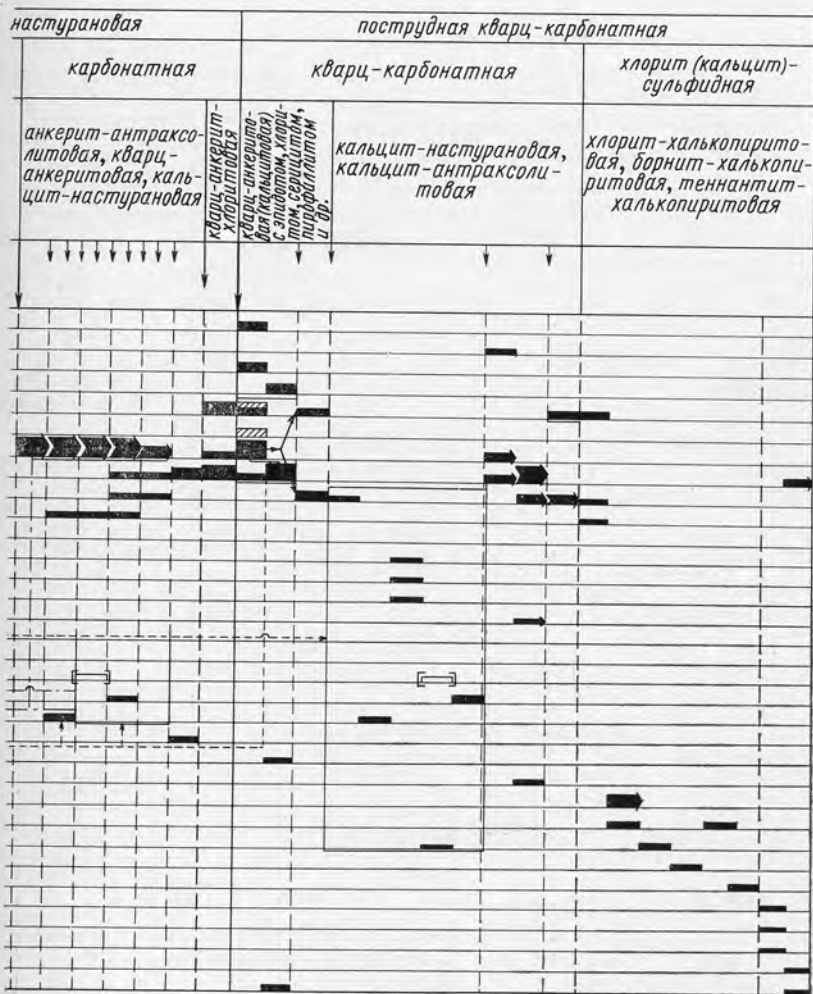
Текстуры первого порядка характеризуют распределение руд в пределах месторождения рудной залежи, рудного тела, структурные и литолого-стратиграфические условия локализации оруденения.

Текстуры второго порядка отражают условия и механизм отложения минералов в отдельно взятых структурно-геологических элементах (жилах, прожилках, участках вкрапленности, отдельных пятнах или системах пятен и т. п.) и более поздние процессы метасоматического замещения.

Текстуры третьего и более высоких порядков характеризуют распределение и условия отложения минерального вещества в более локальных участках (отдельных участках прожилков, зонах и т. п.) и происходящих на более узких отрезках времени. Такое подразделение текстур было применено при изучении руд одного из месторождений уран-молибденовой формации.

Рудные залежи месторождения располагаются в висячем боку крупного разлома в интенсивно рассланцованных и березитизированных терригенно-осадочных породах и приурочены к изгибам основного шва и развитой в этих участках системе оперяющих северо-западных и субмеридианальных нарушений.

Гидротермальные образования на месторождении формировались в три стадии (рис. 4.25). В раннюю, кварц-пиритовую происходили основные предрудные процессы гидротермальных изменений типа березитизации, сопровождавшиеся местами интенсивной пиритизацией пород, окислением и перераспределением органического вещества [85] и образованием единичных графитовых прожилков. В эту же стадию, но несколько позже основных процессов изменения вмещающих пород происходило образование пиритовых, кварцевых, кварц-пиритовых, иногда с карбонатами и карбонатных прожилков (рис. 4.26). В рудную стадию были сформированы основные массы молибденитовых, молибденит-настурановых, настуран-карбонатных и карбонатных прожилков, сложенных характерными зелеными анкеритами и железистыми доломитами.



выделения минералов

жилково-вкрапленная и прожилковая, связанные с формированием системы прожилков и вкрапленности пирита в рассланцованных и гидротермально-измененных породах различного состава. Обогащение пиритом отдельных литологических разновидностей пород в слоистой песчано-алевролитовой пачке пород ордовика приводит к появлению слоистых текстур первого порядка, а в отдельных «слоях» — вкрапленных текстур второго порядка.

		Типы жил и прожилков	вмещающая порода		
			аргилли- ты, але- ролиты, песчаники	фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы	дайки основного состава
	Минерал	пиритовые и кварц-карбонатно-пиритовые	карбонатные и карбонатно-настурановые	кварц-карбонатные	хлоритовые
Само- родные	Графит				
	Самородное Ag				
	Самородный As ?				
Сульфиды и сульфосали	Пирит				
	Марказит				
	Леллингит				
	Арсенопирит				
	Сфалерит				
	Галенит				
	Халькопирит				
	Халькозин				
	Борнит				
	Молибденит				
	Теннантит				
	Энаргит ?				
	Прустит				
Окислы	Кварц				
	Настуран				
	Рутил				
	Браннерит ?				
Карбо- наты	Fe-Mg карбонат				
	Кальцит				
Силикаты	Коффинит ?				
	Хлорит				
	Серицит				
	Монтмориллонит				

Условные обозначения

- | | |
|--|--|
|  минералы (прожилки), встречающиеся повсеместно |  незначительные скрепления в жилах, участки зон в прожилках |
|  распространенные минералы (прожилки) |  вкрапленность |
|  мало распространенные минералы (прожилки) |  тонкая вкрапленность |
|  редкие минералы (прожилки) | Настуран основные рудные минералы |
|  основной минерал крупных жил | Кварц основные жильные минералы |
|  зоны в жилах и прожилках | Галенит второстепенные минералы |

Рис. 4.26. Схема распределения минералов по типам прожилков рудной зоны

Пирит, рассеянный в породах, имеет «глобулярную» и идеобластическую структуры.

Глобулярный пирит отмечен в слабоберезитизированных породах, где он образует скопления мелких (0,01—0,1 мм) округлых выделений — глобулитов, состоящих из множества мельчайших (0,1—1,0 мкм) строго ориентированных кристаллов.

В процессе развития глобулитов в зависимости от интенсивности процесса березитизации происходит укрупнение микрокристаллов пирита и образование в конечном итоге монокристаллов различной кристаллографической формы.

Генезис глобулярных пиритов спорный. Одни авторы связывают их образование с замещением органических тканей или жизнедеятельностью серных бактерий [101], другие — с раскристаллизацией коллоидов [71, 106]. Находки глобулярного пирита в графитовых прожилках, секущих березитизированные и карбонатизированные породы, позволяют отнести их к эпигенетическим образованиям, связанным с предрудными процессами изменения вмещающих пород.

Пирит идеобластической структуры отмечается, как правило, в интенсивно измененных породах и представлен чаще всего кубами и пентагондодекаэдрами. Кристаллы пирита в форме куба обычны для терригенно-осадочных пород ордовика и даек основного состава, другая морфологическая разновидность пирита встречается преимущественно в серицитизированных разновидностях кислых эффузивов девона. Химические анализы показали, что пириты в форме пентагондодекаэдров имеют состав, близкий к стехиометрическому ($\text{FeS}_{2,02}$, $\text{FeS}_{1,99}$), а кубическая разновидность характеризуется заметным дефицитом серы ($\text{FeS}_{1,95}$, $\text{FeS}_{1,92}$), что, по всей вероятности, отражает влияние вмещающей среды на их состав.

Прожилковые образования дорудной кварц-пиритовой стадии минерализации наиболее широко распространены в зоне расщепления основного нарушения.

Среди них можно выделить три морфологические разновидности прожилков:

1) цепочки метакристаллов пирита, приуроченные к трещинам сланцеватости и отдельности;

2) прямолинейные прожилки массивного пирита мощностью до 1—5 мм, прослеживающиеся на десятки сантиметров, реже на несколько метров;

3) прожилки массивной текстуры, сложенные пиритом, кварцем и карбонатом, приуроченные к послойным нарушениям и трещинам отрыва (эти прожилки имеют мощность до 3—5 см и прослеживаются на десятки сантиметров).

Характерными текстурами второго порядка пиритовых прожилков являются массивная, вкрапленная, пятнистая.

При наложении более поздних процессов на прожилковые и вкрапленные образования ранней кварц-пиритовой стадии минерализации появляются наложенные текстуры пересечения, брекчиевые и оторочек. Последние чаще всего образуются около единичных кристаллов пирита или прожилков первого морфологического типа (рис. 4.27). В срезах таких прожилков, где пирит отсутствует, наблюдается обычно «центральная просечка», подобная описанной А. Г. Жабиным [59]. Волокна в оторочках прямолинейны или слабо изогнуты и, вне зависимости от направления выполняемой полости, параллельны сланцеватости пород.

Образование волокнистых торочек как в прожилках подобного типа, так и около единичных кристаллов пирита, рассеянных в породах, происходило в микрополостях, так называемых дворниках растяжения («тени давления»), появление которых связывают с динамометаморфизмом [64, 120]. В некоторых случаях граница волокнистых агрегатов с вмещающими породами соответствует очертаниям граней кристалла пирита, что свидетельствует об отслоении вмещающих пород от граней кристаллов, видимо, в процессе медленно развивающихся направленных сжимающих усилий (см. рис. 4.27,б). Волокнистые агрегаты оторочек по ряду признаков (различная оптическая ориентировка волокон, отсутствие геометрического отбора на контактах) можно отнести к параллельно-шестоватым агрегатам второго рода [37].

Наиболее характерными текстурами первого порядка молибденит-настурановой стадии минерализации являются прожилковая и прожилково-вкрапленная. Минералы рудной стадии образуют системы маломощных прожилков (0,1—2,0 см), сопровождающихся незначительными по мощности зонами осветления пород с вкрапленным оруденением (рис. 4.28 и 4.29). В сложных тектонических узлах иногда наблюдаются брекчиевые текстуры.

Вкрапленные и пятнистые текстуры отмечены в песчаниках и алевропесчаниках. Иногда подобные текстуры встречаются в зоне основного нарушения в рассланцованных и березитизированных туфопесчаниках и туфоконгломератах девона. Обогащенные рудными минералами участки пород представляют собой пятна и полосы черного цвета, вытянутые вдоль сланцеватости и как бы обтекающие нерассланцованные участки пород, гальку конгломератов и обломки ранних карбонатных и кварцевых жил. Распределение урановых минералов на этих участках довольно равномерное, а их концентрация заметно ниже, чем на участках с прожилковым оруденением. Рудные выделения здесь состоят из густой сети микропрожилков, развивающихся между зернами серицита и

обломочного материала цемента или точечных выделений. Размеры выделений минералов в этих участках не превышают десятых долей микрона, в связи с чем их диагностика крайне затруднена. В наиболее богатых участках этого типа оруденения наряду с тонкодисперсными выделениями, приуроченными к серицитовому цементу породы, порам и микротрещинам, появляются прожилки.

Характерной особенностью молибденит-настурановой стадии минерализации является широкое развитие текстур, формирующихся при отложении рудного вещества в открытых полостях (симметрично- и асимметрично-зональных, кокардовых, крустификационных, слоистых, брекчиевых и цементационных).

Ниже приводится характеристика текстур различных по составу и сложности строения рудных прожилков в порядке их образования.

Наиболее ранними и относительно мало распространенными являются молибденитовые и настуран-молибденитовые прожилки. Встречаются они в основном на глубоких горизонтах месторождения, имеют очень небольшую мощность (1—2 мм) и прослеживаются на несколько сантиметров. Часто молибденит встречается в виде примазок на стенках микротрещин в сильно катаклазированных участках. Несмотря на незначительные размеры, в прожилках этой разновидности часто наблюдается неоднородность в строении. Вся масса прожилка от зальбанда до зальбанда имеет микросферолитовую текстуру. Распределение сферолитов молибденита в прожилке довольно равномерно, но обычно в лежащем боку прожилка их количество заметно больше, что создает подобие слоистости, появление которой связано, видимо, с влиянием гравитации на отложение быстро кристаллизующегося вещества. При изучении единичных сферолитов было выявлено их более сложное строение. Колломорфные корки молибденита нарастают на кристаллы карбоната или молибденит-серицитовые агрегаты, образуя колломорфные кокардовые и текстуры каемок (рис. 4.30). Иногда в каемках появляется настуран, образующий с криптокристаллическим молибденитом структуры одновременного роста. В зальбандах более мелких прожилков обычно отмечают тесные срастания чешуйчатого молибденита с серицитом, хлоритом, мелкими кристаллами полевых шпатов. На этот агрегат нарастает тонкая (1—5 мкм) корка криптокристаллического колломорфного молибденита (нордизита). Иногда пространство между корками молибденита в центральной части микропрожилка выполнено настураном (рис. 4.31).

Описанная ассоциация минералов характерна для наиболее ранних образований молибденит-настурановых прожилков и, как правило, располагается в их зальбандах. В более мощных прожил-

ках отдельные сложные сферолиты или группы сферолитов имеют аналогичную структуру. Таким образом, для настуран-молибденитовых прожилков молибденитовой ступени минерализации к текстурам второго порядка можно отнести микросферолитовую и симметрично-зональную, а к текстурам третьего порядка — колломорфные кокардовые и текстуры каемок.

Настурановые¹ и карбонат-настурановые прожилки распространены значительно шире и имеют большие размеры и более сложное внутреннее строение. Наиболее характерными для них текстурами второго порядка являются симметрично- и асимметрично-полосчатые, брекчиевые и брекчиево-цементационные. В прожилках с симметрично- и асимметрично-зональным строением намечается закономерная смена ассоциаций от зальбандов к центру. Внешние зоны этих прожилков в зависимости от их пространственного положения имеют различный состав. На глубоких горизонтах в зальбандах прожилков отмечаются молибденит-серпичитовые агрегаты, покрытые коркой криптокристаллического молибденита, сменяющегося настуран-молибденитовым агрегатом (см. рис. 4.31). Средняя часть прожилков сложена настураном, образующим корки и обособленные сферолиты, и зеленым анкеритом. Последний часто содержит обломки вмещающих пород и ранних молибденит-настурановых и настурановых корок. Таким образом, в подобных прожилках выделяются колломорфные кокардовые и брекчиевые текстуры третьего порядка.

В верхних частях рудной залежи происходит некоторое изменение состава минералов ранних прожилков. Первым выделяется шестоватый анкерит с отчетливой зоной геометрического отбора (рис. 4.32). На анкерит нарастает настуран-молибденитовый агрегат, сменяющийся затем настуран-хлоритовым. Внешняя корка настурана в таких прожилках сложена крупными сферолитами.

Разновидность настурана, ассоциирующая с хлоритом в результате внутриминерализационных подвижек, часто образует самостоятельные прожилки, секущие первую генерацию настурана. Центральные части прожилков сложены анкеритом, который местами нарастает на корочки хлорита, обычно отлагающиеся на сферолитах настурана второй генерации, или проникает по нарушениям в эти прожилки (рис. 4.32—4.33).

В пологих участках трещин, в раздувах отмечается увеличение мощности настурановых корок в лежащем боку в связи с осаждением настурана или настуран-молибденитового агрегата под действием силы тяжести. Вместе с настураном обычно скапливается разнообразный кластический материал («жильный мусор»). На-

¹ Настуран и сопровождающие его минералы охарактеризованы в работе [46].

стуран или молибденит-настурановые колломорфные агрегаты часто окружают обломки измененных пород и карбонатов. В висячем боку прожилка отлагается колломорфная корка настурана, сложенная более крупными сферолитами и не содержащая примеси обломочного материала. Иногда в лежащем боку подобного рода жил образуются ритмично-слоистые агрегаты, сложенные чередующимися слоями мелкозернистого карбоната, мелко- и крупносферолитового настурана.

В настурановых прожилках выделяются два типа брекчиевых текстур второго порядка — брекчиево-цементационные, где цементом обломков вмещающих пород являются рудные ассоциации, и собственно брекчиевая, где рудные минералы ранее образованных ассоциаций и вмещающие породы являются обломками, а цементом служат карбонаты анкерит-доломитового ряда. Часто эти типы текстур бывают совмещены.

Наиболее ярко все охарактеризованные выше текстуры проявляются в прожилках карбонатной ступени рудной стадии минерализации (см. рис. 4.25). Прожилки сложены в основном карбонатами доломит-анкеритового ряда; кальцит в них имеет подчиненное значение.

В центральных частях прожилков иногда появляется пиррофиллит, кварц, пирит и минералы группы каолинита. Текстура прожилков обычно полосчатая и симметрично-полосчатая, брекчиевая и кокардовая.

Отдельные «полосы»-зоны в прожилках этого типа сложены карбонатами различного цвета — от темно-зеленого до светло-серого или белого (рис. 4.34). Структура полос в основном мелкозернистая, в некоторых случаях появляются крустификационная или параллельно-шестоватая. В пологих участках подобных прожилков или в зонах брекчий часто можно наблюдать отчетливые гравитационные текстуры (рис. 4.35). В лежащем боку прожилка и на дне полости отлагаются слоистые осадки тонкозернистых зеленых карбонатов. Отдельные слои карбоната (их насчитывается до 5—7) обогащены обломками вмещающих пород. В висячем боку образуется кристаллическая корка светло-зеленого или белого карбоната.

Таким образом, для прожилков различных ступеней рудной стадии наиболее характерными текстурами второго порядка являются полосчатые, симметрично-полосчатые и брекчиевые, образование которых происходит исключительно в открытых полостях, что отличает эту группу прожилков от минеральных образований ранней и поздней стадий.

Наиболее распространенными текстурами третьего порядка в этой группе прожилков являются крустификационные, колло-

морфные, микросферолитовые, кокардовые, брекчиево-цементационные, текстуры каемок и пересечения.

Наряду с текстурами первичной кристаллизации в рудных прожилках широко развиты текстуры, вызванные наложением пострудной минерализации и последних ступеней рудной стадии.

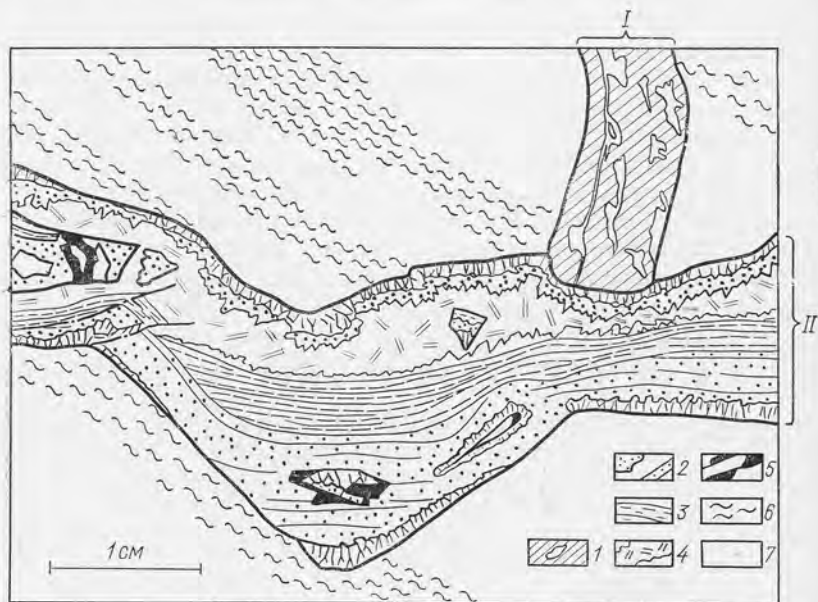


Рис. 4.35. Минералогический уровень в карбонатном прожилке (зарисовка штуфа):

I — ранняя кварцевая жила с карбонатными гнездами и микропрожилками; II — карбонатная жила полосчатой текстуры; 1 — белый параллельно-шестоватый карбонат; 2 — мелкозернистый карбонат зеленого цвета различных оттенков; 3 — светло-серый мелкозернистый карбонат; 4 — кристаллический белый карбонат; 5 — хлорит; 6, 7 — вмещающие породы

Развитию поздних карбонатов рудной стадии по настуранам предшествовало брекчирование и гипогенное растворение его с последующим переотложением в виде настурана третьей генерации. Подобные регенерированные настураны и псевдоморфозы настурана по коффиниту встречаются в виде тонкой сетки прожилков или небольших скоплений в зеленых карбонатах (микропрожилковые, сетчатые и вкрапленные текстуры).

С анкеритами поздней ступени рудной стадии часто ассоциируются твердые битумы. Они встречаются в виде каплевидных выделений (рис. 4.36) в центральных частях рудных прожилков, где

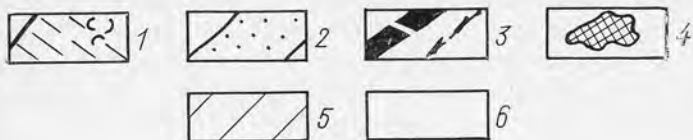
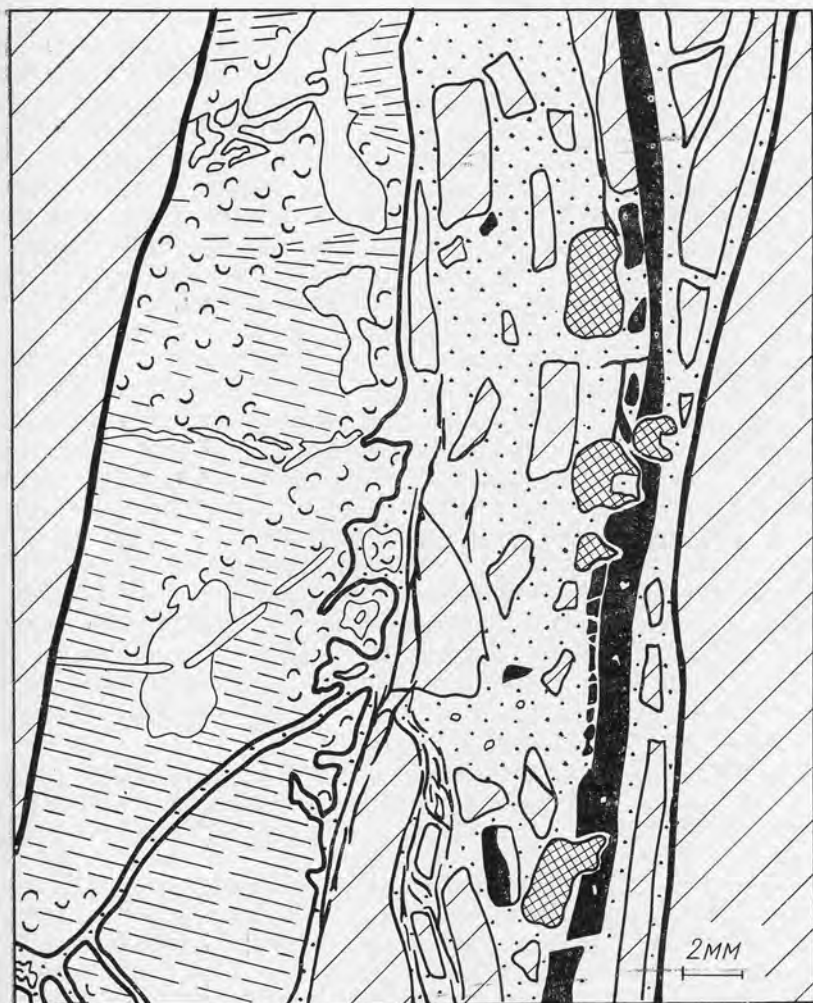


Рис. 4.36. Разрез карбонатно-настуранового прожилка (зарисовка штуфа):
 1 — кварц-карбонатная жила шестоватой структуры; 2 — анкерит; 3 — настуран; 4 —
 твердые битумы; 5 — вмещающие породы; 6 — кварц

преимущественно осаждаются на почках настурана. При этом образуются своеобразные текстуры «растаскивания» [52]. В поляризованном свете отчетливо видно, что в радиальных и в концентрических трещинах сферолитов ориентация волокон битума всегда перпендикулярна к стенкам трещины (структура аналогична параллельно-шестоватым агрегатам) (рис. 4.37). Механизм подобного явления до сих пор неясен. Некоторые авторы связывают возникновение подобных текстур с проникновением в трещины вязких масс битума [66, 67]. Один из возможных способов образования подобного рода текстур — раздвигание частей почки настурана под действием кристаллизационных сил растущих шестоватых агрегатов битума. Подобное явление описано в опытах со льдом и использовано для объяснения образования параллельно-шестоватых агрегатов на гипсовых месторождениях [59].

Механическое растаскивание обломков настурана твердыми битумами сопровождается его частичным, а иногда и полным замещением. Замещение настурана сопровождается образованием каемок вокруг обломков настурана низкоотражающего и изотропного битума (рис. 4.38). Аналогичные каемки, но меньшей мощности, образуются и вокруг замещаемых сульфидов, что, возможно, связано с образованием окси- и тиоорганических соединений.

Наиболее широко преобразования рудных прожилков проявились в позднюю кварц-карбонатную стадию минерализации. Повсеместно выделения настурана разбиты густой сетью трещин, ориентированных перпендикулярно к зальбандам прожилка (рис. 4.39) (текстуры пересечения).

При широком развитии кварц-карбонатных прожилков с поперечно-шестоватой текстурой наблюдается интенсивное замещение настурана. Замещение начинается с образования каемок более низкоотражающего минерала (коффинит или гидронастуран). По мере развития процесса мощность каемок увеличивается, а сами они замещаются параллельно-шестоватым кварцем и карбонатом. Подобный процесс приводит местами к полному замещению настурана карбонатом и кварцем. В замещенных участках остаются только реликты настурана, перекристаллизованные сульфиды и появляются регенерированные настураны четвертой генерации. Настуран IV по своим физическим свойствам и формам выделения во многом схож с настураном III, но встречается обычно в карбонатах параллельно-шестоватых агрегатов и распространен значительно шире.

В условиях его образования есть некоторые особенности. Наряду с обычным выделением в виде микропрожилков в кристаллах карбоната (рис. 4.40) по границам зерен, спайности и двойниковым швам настуран IV часто локализуется вокруг пирита

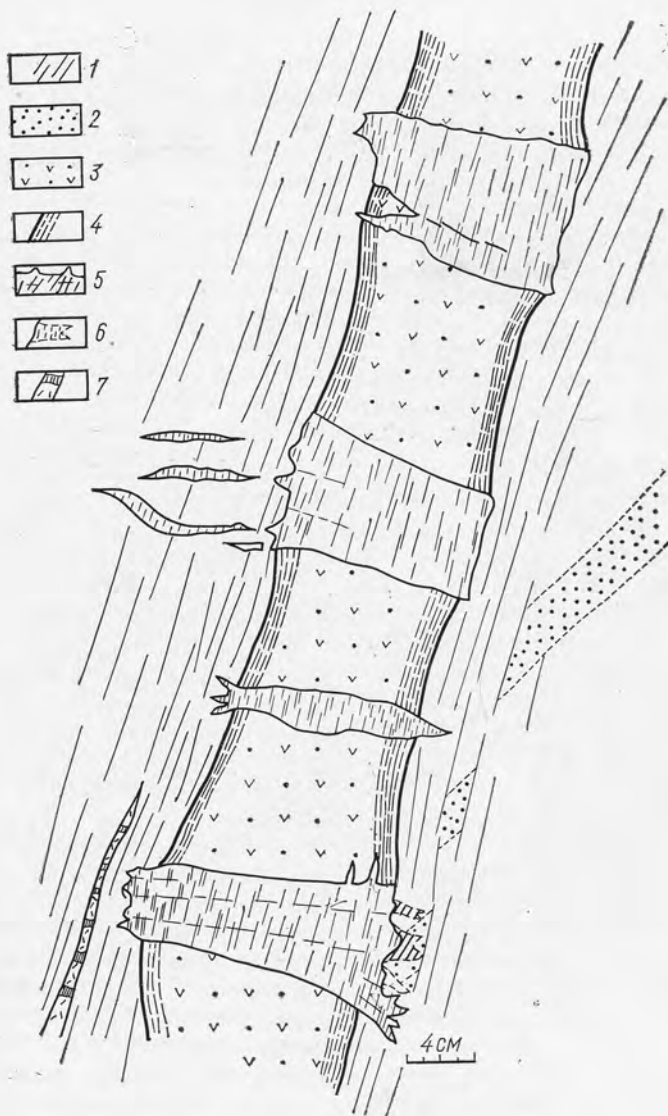


Рис. 4.45. Развитие кварц-карбонатных жил параллельно-ше-
стоватой текстуры в дайке микродиорита:

1 — рассланцованный алевролит; 2 — песчаники; 3 — микродиорит; 4 —
зона рассланцевания в микродиорите; 5 — прожилки параллельно-ше-
стоватой текстуры; 6 — участки вмещающих пород, частично замещен-
ные карбонатом и кварцем; 7 — карбонатные прожилки со столбчатыми
выделениями кварца

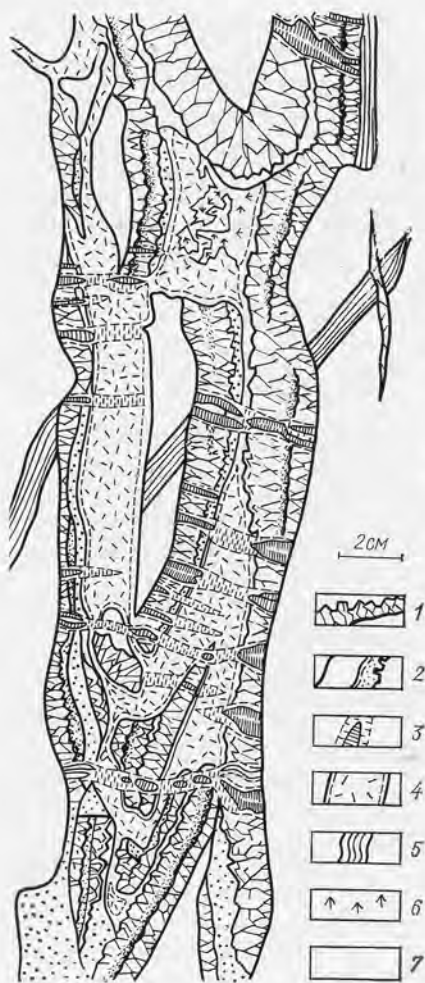


Рис. 4.46. Развитие агрегатов кварца и карбоната с параллельно-шестовой текстурой по карбонатной жиле:

1, 2, 4 — разновидности карбонатов в жиле; 3 — параллельно-шестовой кварц и перекристаллизованный карбонат; 5 — ранний кварцевый прожилок; 6 — гидросерцит; 7 — вмещающая порода

(рис. 4.41) и хлорита (рис. 4.40) или окружает мельчайшие кристаллы марказита. Тончайшие прожилки настурана IV окружают кристаллы кварца или выделяются в их центральной части (рис. 4.42). Настуран IV образует корочки в пустотах растворения среди микросферолитовых агрегатов настурана I—II и замещает кристаллы ассоциирующего с ним анкерита по зонам роста и спайности (рис. 4.43).

Иногда по системе трещин, перпендикулярных к зальбандам, наряду с кварцем и карбонатом развивается марказит. Последний часто образует эмульсионную вкрапленность в зальбандах подобных прожилков (рис. 4.44).

В карбонатных прожилках чрезвычайно широко развиты столбчатые выделения кварца, развивающиеся перпендикулярно к зальбандам прожилков. Эти образования в миниатюре напоминают типичные лестничные жилы. Строение и состав столбчатых выделений — обычный для поздней стадии минерализации.

Кварц-карбонатные жилы и прожилки поздней стадии минерализации приурочены к пологим нарушениям и системам поперечных трещин в дайках, ранее образованных жилах и тонких хрупких прослоях вмещающих пород (рис. 4.45 и 4.46). Системы субпараллельных прожилков с подобными структурами образуются также в участках сопряжения двух нарушений (рис. 4.47), косо примыкающих друг к другу. При определенных условиях в текто-

ническом клине, образованном этими нарушениями, развивается система трещин отрыва, в которой в дальнейшем появляются прожилки с параллельно-шестоватыми текстурами. Поздние жилы образуются вдоль пологих тектонических зон в системе мелких оперяющих трещин отрыва (рис. 4.48). Прожилки и жилы имеют параллельно-шестоватые (поперечно-шестоватые и продольно-шестоватые) и волокнистые текстуры второго порядка.

В наиболее интенсивно тектонически проработанных участках крупных жил в результате перекристаллизации на месте шестоватых текстур образуются плотные крупнозернистые агрегаты, а также друзы перекристаллизации [36], выполненные кварцем, анкеритом, кальцитом, порошковатым хлоритом (присыпки) и глинистыми минералами (текстуры перекристаллизации, друзовые, кавернозные). Иногда в друзах появляются сульфиды Fe, Pb, Cu, Zn и уплощенные кристаллы розового апатита.

Жилы и прожилки, столбчатые выделения и волокнистые оторочки параллельно-шестоватой текстуры формировались в результате различных процессов. Параллельно-шестоватые агрегаты поздней стадии минерализации можно отнести к шестоватым агрегатам второго рода [37, 59], образовавшимся в условиях, при которых скорость приоткрывания нарушения меньше скорости роста кристаллов по всем кристаллографическим направлениям. Однако изучение морфологии прожилков показало, что основную роль в образовании шестоватых агрегатов в них играли метасоматические процессы. В результате плавных сжимающих усилий в прожилках, песчанистых прослоях и дайках образуются серии тончайших трещин обрыва. В этих микротрещинах происходит зарождение и рост параллельно-шестоватых агрегатов второго рода. Однако дальнейшее разрастание этих агрегатов и образование современных прожилков и жил сложных форм происходит метасоматическим путем при полном замещении вмещающих пород жильными минералами в участках развития систем микротрещин.

Изложенный фактический материал показывает, что образования различных стадий минерализации имеют разномасштабные и специфические для каждой стадии текстуры, характеризующие условия отложения минерального вещества.

Сопоставление текстур второго порядка разновозрастных прожилковых образований показывает существенное различие механизмов отложения минерального вещества в предрудную, рудную и пострудную стадии гидротермального процесса.

В раннюю стадию минерализации решающую роль играли метасоматические процессы, в результате которых образовались широкие ореолы березитизированных пород и метасоматические прожилки пирита с массивными и пятнистыми текстурами.

Отложение минерального вещества рудной молибденит-настурановой стадии минерализации происходило преимущественно в открытых полостях с широким развитием симметрично- и асимметрично-полосчатых и брекчиевых текстур второго и крустификационных; колломорфных, микросферолитовых и кокардовых текстур третьего порядков, тогда как вкрапленные и пятнистые текстуры имеют подчиненные значения.

Для жил и прожилков поздней стадии минерализации характерны параллельно-шестоватые текстуры, образование которых происходило в основном метасоматическим путем.

Эти данные позволили использовать текстурный признак в качестве одного из критериев при выделении стадий минерализации на данном месторождении.

4.3. ПЯТНИСТЫЕ КОФФИНИТ-НАСТУРАНОВЫЕ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Некоторые новые сведения о пятнистых и прожилковых текстурах урановых руд были получены при изучении собственно уранового месторождения с рудными телами, сформировавшимися путем выполнения открытых трещин и метасоматоза красноцветных терригенно- и вулканогенно-осадочных пород.

В рудных телах можно выделить две основные урановорудные ассоциации — метасоматическую (серицит-настуран-коффинитовую) и прожилковую (карбонат-коффинит-настурановую).

Возрастные соотношения между жильными и метасоматическими рудными ассоциациями однозначно не установлены. Доломитовая жила своеобразного «колломорфно»-крустификационного строения пересекается прожилками настурана и зонами пятнистых руд (рис. 4.49). Вместе с тем наблюдаются крустификационные прожилки доломита с кальцитом и минералами урана (рис. 4.50). Схема последовательности отложений минералов составлена Н. И. Волковым (рис. 4.51) на основе предположки об одновременном образовании таких прожилков и обособлений урановых минералов в пятнистых рудах (настуран-коффинит-карбонатная парагенетическая ассоциация). Последующее перераспределение связано с формированием карбонатно-сульфидно-гематитовых прожилков.

Выделенные урановорудные ассоциации четко различаются по текстурам и структурам руд. Пятнистые руды в какой-то мере можно рассматривать как метасоматический ореол вблизи крустификационных рудных прожилков, однако зоны пятнистых руд могут иметь и самостоятельное значение.

Серицит-настуран-коффинитовая рудная ассоциация включает коффинит, настуран; частые спутники их — галенит, сфалерит, пирит, марказит, а также минералы изменения пород вокруг коффинита и настурана: гидрослюда, отчасти хлорит и гематит.

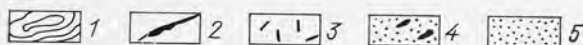
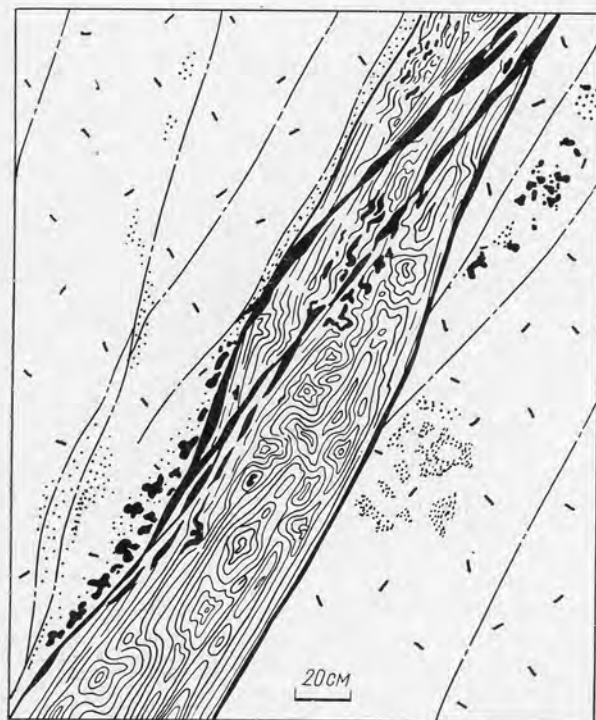


Рис. 4.49. Доломитовая жила колломорфно-крустификационного строения (1), рассекаемая прожилками с настураном (2), среди туфопесчаников (3) с пятнистыми рудами (4) и зонами гематитизации (5) (зари-совка забоя; штрих-пунктиром показаны тектонические линии)

Метасоматические гнезда и вкрапленность минералов урана в туфопесчаниках чаще всего приурочены к трещиноватости. Урановые минералы образуют здесь своеобразные пятнистые, нередко кольцевые, амёбовидные по форме минеральные тела («ме-9—202

гаконкреции»)¹ (рис. 4.52—4.54), приуроченные к центральным или периферическим участкам блоков туфогенных пород, на некотором удалении от трещин, разделяющих блоки. Существуют также зоны рассланцевания, резко обогащенные метаконкрециями урановых минералов.

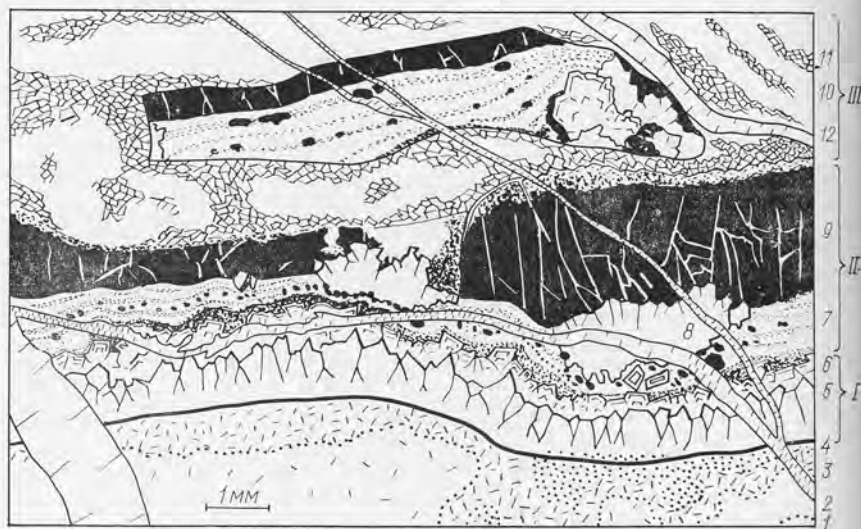


Рис. 4.50. Строение карбонатно-настуранового прожилка (зарисовка штуфа): 1 — туфопесчаник неизменный; 2, 3 — туфопесчаник, в различной степени гематитизированный; 4 — серые «пятна» с минералами урана; 5, 8 — кальцит; 6 — доломит, покрытый слоем мелкоферролитового настурана; 7 — полосчатый мелкозернистый кальцитовый агрегат, обогащенный в отдельных слоях минералами урана и твердым битумом; 9 — корка настурана микроферролитовой структуры; 10 — зернистый кальцит; 11 — коффиинит (?) по трещинам между зернами кальцита; 12 — прожилки столбчатого кальцита

Наряду с четко ограниченными метаконкрециями широко развиты участки затухающей вкрапленности, приуроченной к неправильным трещинам, участки «пропитки» дисперсными зернами минералов урана измененных туфогенных пород и другие текстуры замещения (см. рис. 4.53, в и 4.54, а).

Представляют интерес участки перехода вытянутых рудных метаконкреций в линзовидные карбонатные прожилки. Вокруг ми-

¹ Терминология для руд, образующихся при метасоматозе, недостаточно разработана. Округлые минеральные тела, по Г. Л. Поспелову [94], могут быть отнесены к блочным структурам орбикулярного типа. В работе [44] они охарактеризованы как метасоматические конкреции.

нералов урана протягиваются белые каемки гидрослюд; вокруг карбоната таких каемок не наблюдается (см. рис. 4.53,б).

Метаконкреции (в разрезе — амебовидные «пятна») урановых минералов обычно имеют небольшие размеры (от нескольких миллиметров до 5 см). Более крупные выделения образуются в результате развития минералов урана по периферии блоков (рис. 4.52).

Кольцевые выделения сложены в основном более или менее плотным зернистым агрегатом коффинита либо агрегатом его обособленных слабоудлиненных кристаллов. Коффинит, сохранивший свою кристаллическую решетку, встречен лишь в отдельных штуфах; он отчетливо анизотропен в иммерсии и показывает четкие линии на дебаеграммах. Настуран ($a_0=5,41 \text{ \AA}$) встречается как продукт замещения коффинита. Сульфиды Fe, Zn, Pb, как и настуран, местами полностью выполняют ядра мелких метаконкреций.

Пятнистые обособления урановых минералов часто образуются на границе осветленных и гематитизированных зон (рис. 4.55). Они приурочены к наиболее пористым породам¹ и образуются главным образом путем заполнения пор и пустот. При этом местами выполняются мельчайшие трещины в туфопесчаниках (рис. 4.56,а, б), обрастаются обломки брекчий в доломитовых жилах (рис. 4.56,в) и т. д.

Амебовидные формы крупных обособлений, кольцевые и шаровые — мелких, возможно, обусловлены поверхностным натяжением пограничного слоя. «Обрезание» округлых блоков тончайшими трещинами без признаков какого-либо перемещения вдоль трещин (см. рис. 4.55) — признак околотрещинного экранирования при гидротермальном промачивании капиллярно-пористых тел.

Во многих случаях амебовидные обособления занимают центральные или промежуточные участки в монолитных блоках пород, разделенных тончайшими трещинами (рис. 4.51 и 4.52). Это может рассматриваться, с позиций Г. Л. Поспелова [93], как свидетельство образования рудных выделений в результате «гидротермального промачивания» блоков ураноносными растворами.

В карбонат-коффинит-настурановой рудной ассоциации в заметном количестве присутствует дисперсный гематит и хлорит. Минералы этой ассоциации выполняют открытые трещины, о чем свидетельствуют многочисленные примеры влияния силы тяжести на кристаллизацию (рис. 4.57).

¹ Самую высокую эффективную пористость имеют полимиктовые крупнозернистые песчаники (10,6%), затем идут туфы и песчаники (8,9%) и аргилиты (4,2%). Около рудной зоны эффективная пористость составляет 2—3%, непосредственно у контакта — 5—6%.

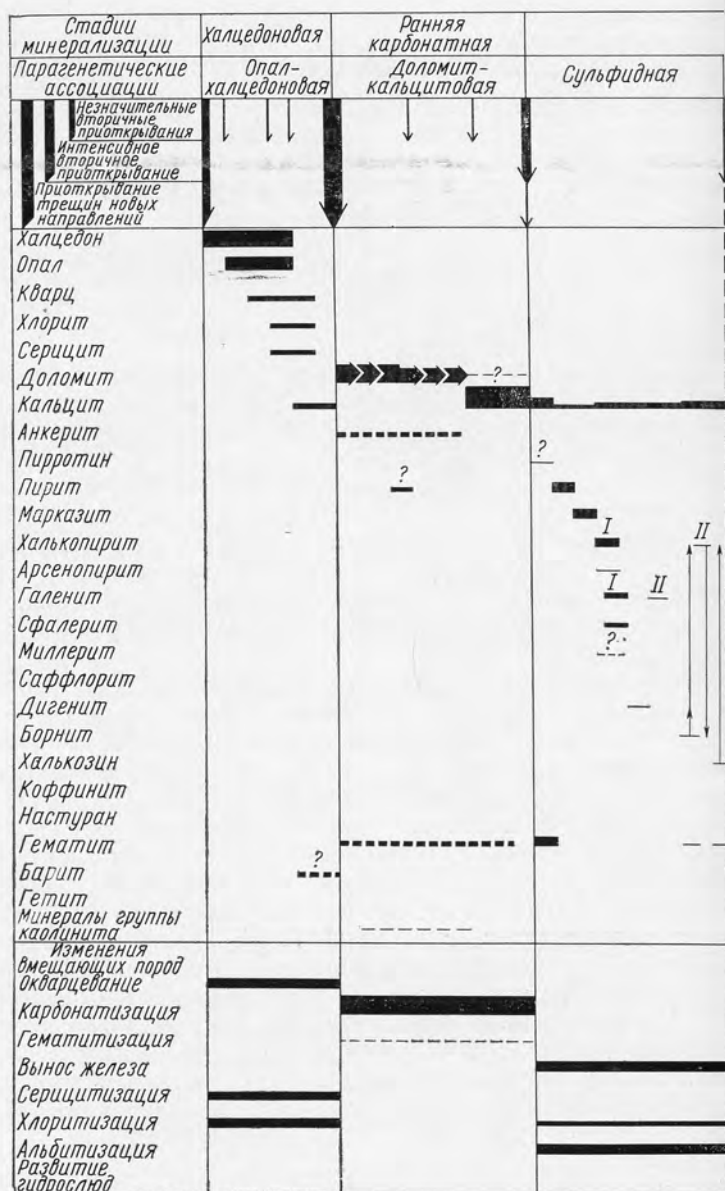
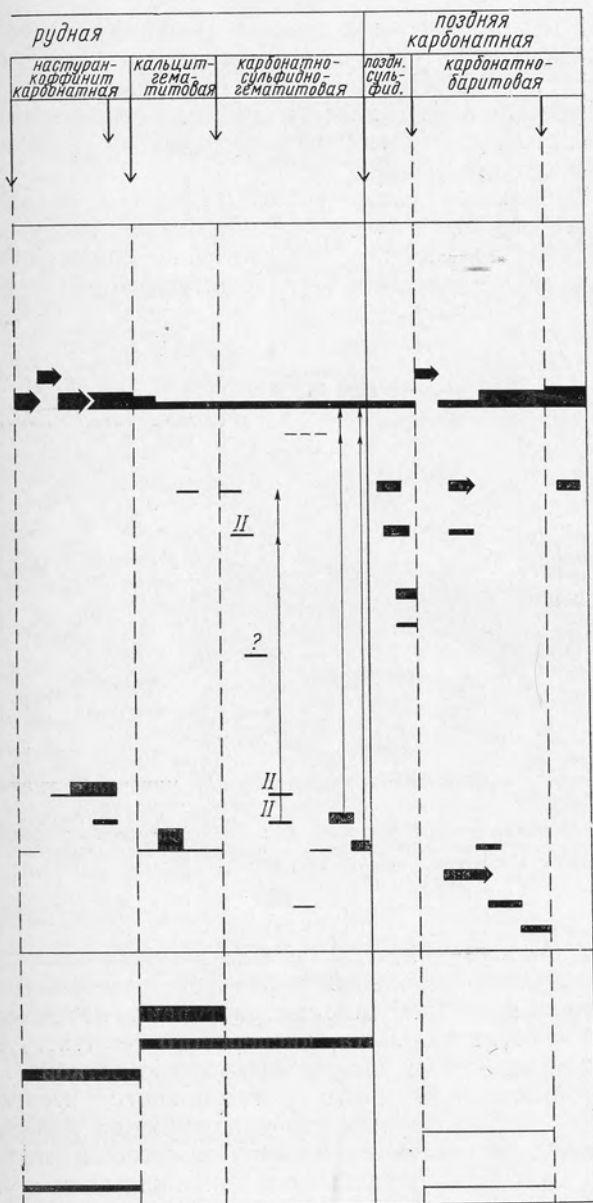


Рис. 4.51. Схема последовательности образования



минералов (составил Н. И. Волков)

Прожилковые руды приурочены к тонким трещинам оперения основных зон нарушения, в которых можно встретить ранние жилы халцедоновидного кварца. Помимо кальцит-доломитовых жил и прожилков с настураном и коффицитом широко распространены жилы розового кальцита с гематитом и сульфидами, поздние карбонатно-баритовые жилы (рис. 4.58).

В выполнении прожилков часто выделяются три отличающихся по составу и структуре минеральных агрегата (I—III, см. рис. 4.50 и 4.57). По зальбандам отлагается крустификационная корка кальцита с зоной доломита (I). Преимущественно вдоль

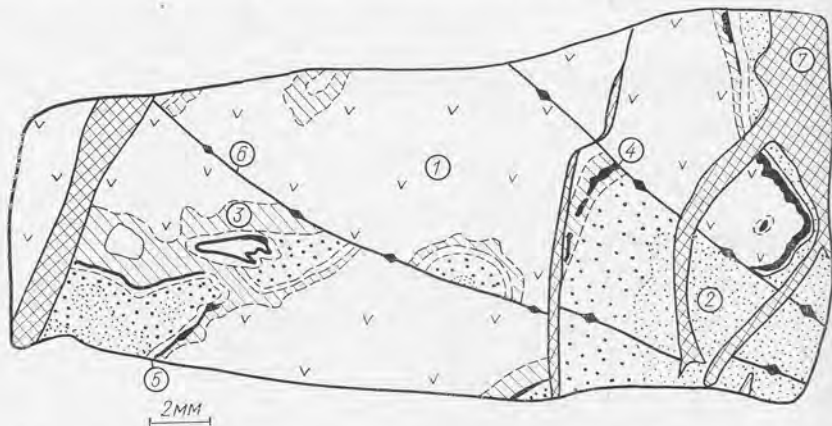


Рис. 4.55. Околотрещинное экранирование распределения минералов урана в туфопесчаниках (зарисовка полированного штуфа):

1 — туфопесчаник; 2 — гематитизированный туфопесчаник; 3 — туфопесчаник доломитизированный и осветленный; 4 — минералы урана; 5 — гидрослюдастые каемки; 6 — швы с кальцитом; 7 — розовый кальцит

лежащего бока прожилков, на поверхности различных выступов и в углублениях образуются зональные корки (см. рис. 4.57), на дне которых обособляются мелкие шарики настурана; затем следует тонкозернистый агрегат кальцита, дисперсного гематита, настурана и цепочек коффицитовых кристаллических сростков (II). Одновременно с образованием этого минерального агрегата в крутопадающих участках образуется столбчатая корка кристаллов кальцита. Центральная часть прожилков выполнена мелкозернистым агрегатом кальцита, пронизанного тончайшими прожилками коффицита (III, см. рис. 4.57). Здесь можно наблюдать «взвешенные» обломки более раннего минерального агрегата (II, см. рис. 4.50). Обращают на себя внимание структуры роста

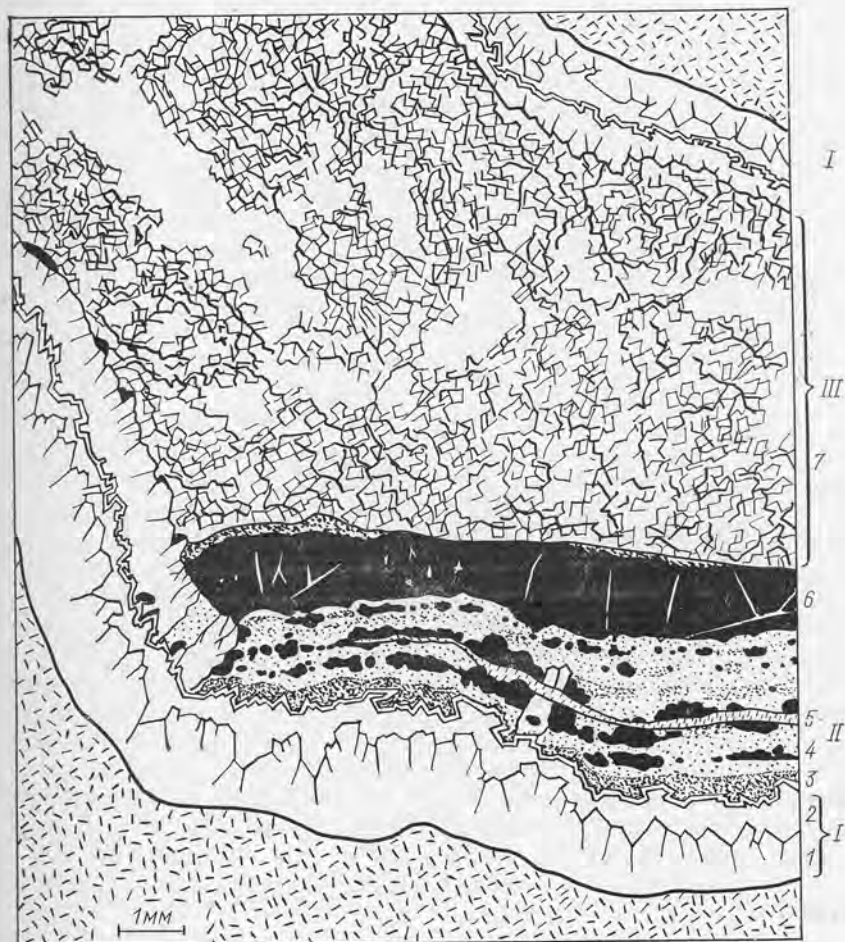


Рис. 4.57. «Минералогический уровень» (отстойник) настурана в карбонатном прожилке:

1 — кальцит; 2 — доломит; 3 — микросферолитовый настуран; 4 — мелкозернистый кальцит с минералами урана и твердым битумом; 5 — прожилки позднего столбчатого кальцита; 6 — настуран микросферолитовый; 7 — поздний кальцит с тончайшими прожилками коффинита I—III — пояснение в тексте

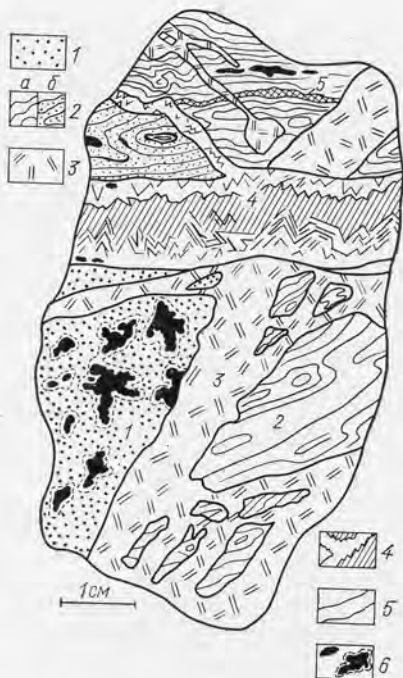


Рис. 458. Прожилки поздних минералов в рудах брекчиевой текстуры:

1 — обломки туфопесчаника; 2 — обломки измененной (а) и гематитизированной (б) доломитовой жилы; 3 — розовый кальцит; 4 — кальцит-гематит-настурановый прожилок с сульфидами; 5 — метасоматические выделения сульфидов; 6 — рудные «метаонкретины»

кристаллов кальцита одновременно с осаждением тонкозернистого агрегата кальцита и урановых минералов (см. рис. 457), а также одновременно с плотным мелкосферолитовым агрегатом настурана (см. рис. 450).

Настуран подтвержден рентгенографически Н. Г. Назаренко. Он имеет параметр решетки $a_0 = 5,40 \text{ \AA}$ и сохраняет его до $400-500^\circ\text{C}$. При 600°C появляется U_3O_8 , а с $700-800^\circ\text{C}$ образуется «фаза X» — уранат свинца.

Настуран отлагается на кристаллах доломита, проникает по стыку зерен кальцита и доломита, образуя характерные прожилковые и петельчатые выделения. Настуран находится в обычных генетических взаимоотношениях с коффицитом: замещает коффицит или сам замещается коффицитом. Оба минерала развиваются по карбонату. Особый интерес вызывают своеобразные метасоматические выделения настурана в кальците, где он развивается в виде тонких равномерных по толщине полос, подчеркивающих границы пластинчатых субиндивидов в сложных полисинтетических двойниках.

4.4. МОРФОЛОГИЯ И ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖИЛ МЕСТОРОЖДЕНИЯ U-Мо-ФОРМАЦИИ

Морфология и текстура рудных жил нередко существенно меняются в плане или по вертикали, что свидетельствует о заметных изменениях условий рудоотложения в пределах одного месторождения. На верхних горизонтах месторождения U—Мо-формации [3] преобладают линейные протяженные и мощные настурановые

и настуран-кальцитовые жилы, контактами которых, как правило, служат плоскости сколовых трещин с зеркалами скольжения и глиной трения мощностью от 1 мм до 1 см. Изучение текстурных особенностей этих линейных жил позволило реконструировать историю их возникновения.

Формировались такие жилы в участках сближения или смыкания субпараллельных крутопадающих сбросо-сдвиговых трещин, движения по которым вызывали интенсивное дробление и растривание разделявшей их полосы вмещающих кислых эффузивов. И к началу гидротермального рудоотложения в указанных участках существовали контрастно различающиеся структурные элементы: 1) монолитные вмещающие породы вне полосы дробления; 2) граничные сбросо-сдвиговые трещины с зеркалами скольжения и глиной трения; 3) дробленый и растертый силикатный материал в полосе между этими граничными трещинами, общая мощность которой варьировала от долей сантиметра до дециметров.

Высокая проницаемость дробленого и растертого материала (на 4—7 порядков превышающая проницаемость неразрушенных эффузивов) обусловила относительную концентрацию восходящего потока рудоносных растворов именно в полосах дробления пород между сближенными сколовыми трещинами, плоскости которых (с глиной трения) служили хорошими вертикальными экранами — естественными границами этого концентрированного потока. Метасоматическое изменение дробленого материала, обладавшего огромной удельной поверхностью и, следовательно, высокой реакционной способностью, его замещение продуктами гидротермального процесса и привело в конечном итоге к образованию на месте и за счет этого материала линейных метасоматических рудных жил, контактами которых остались сколовые трещины с глиной трения, ограничивавшие полосу измельчения эффузивов. При этом чем выше была степень измельчения исходного материала пород, тем интенсивнее он замещался новообразованными минералами рудной стадии гидротермального процесса.

Текстура линейных метасоматических жил (рис. 4.59) определяется двумя факторами: 1) степенью и равномерностью измельчения пород между сколовыми трещинами, в частности пространственными и количественными соотношениями грубых обломков и тонкоистертого материала; 2) характером распределения новообразованных рудных минералов и кальцита в кластическом материале одной и той же степени измельчения и полнотой замещения ими последнего.

Первый из этих факторов обуславливает макротекстуру жил (или их текстуру I порядка). Можно различать сетчато-прожилковый, цементный, пятнистый и массивный типы текстур, фактически

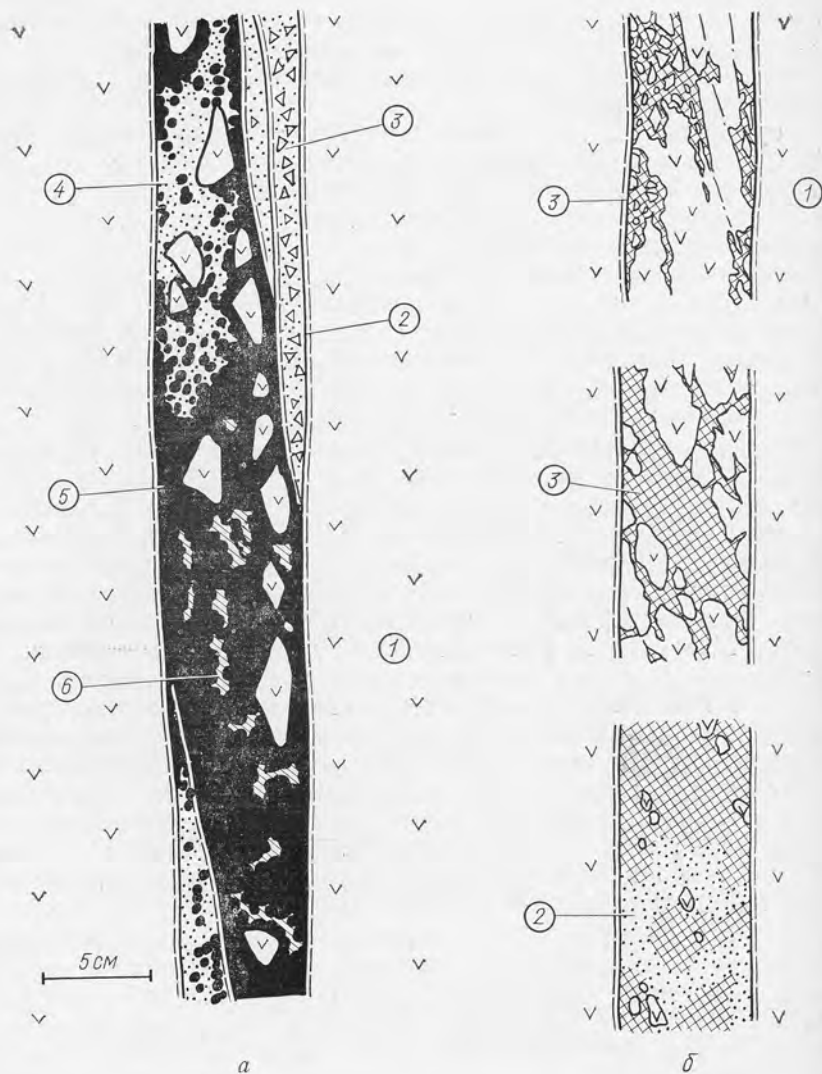


Рис. 4.59. Морфология и текстура рудных жил верхних горизонтов:
а — общий вид жил (1 — вмещающие породы, 2 — сбросовые трещины с глиной трения, 3 — брекчированная порода, 4 — мелкозернистая и измененная порода, 5 — настуран, 6 — кальцит); *б* — текстура I порядка (1 — вмещающие породы и их обломки, 2 — тонкозернистая и измененная порода, 3 — рудный агрегат, замесивший ее)

унаследовавших картину исходного распределения активно взаимодействовавшего с рудоносными растворами тонкоизмельченного материала в замещаемой полосе дробленых пород.

Второй фактор определяет текстуру агрегатов, формировавшихся главным образом на месте и за счет этого тонкоистертого материала, обычно заполнявшего не весь объем, заключенный между граничными трещинами. Наблюдается несколько типов таких текстур (назовем их текстурами II порядка, поскольку они относятся лишь к части объема жил).

Вкрапленная текстура наблюдается в участках образования изолированных метакристаллов сульфидов и метасферолитов настурана или их сростков, «взвешенных» в агрегате гидрослюды, серицита или хлорита, заместивших исходный дробленый материал пород и сохраняющих его реликты.

В участках, где объем (площадь) сростков сульфидов и настурана соразмерен с объемом (площадью) реликтового в разной степени измененного силикатного материала, можно говорить о пятнистой, или гнездовой, текстуре.

Вытянутые вдоль ослабленных мелкими разрывами плоскостей в том же агрегате цепочечные выделения (метакристаллы и метасферолиты) сульфидов и настурана придают этому агрегату полосчатую текстуру (или струйчатую — в участках, где эти ослабленные плоскости согласно искривлялись, «обтекая» обломки пород).

Иногда наблюдаются полосчато-прожилковая и сетчато-прожилковая текстуры, обусловленные возникновением в тонкозернистом агрегате измененного материала пород параллельных или пересекающихся трещин, заполненных рудными минералами.

При относительно полном замещении измененного силикатного материала настураном и сульфидами можно наблюдать массивные текстуры новообразованного агрегата, хотя и в данном случае (по размерам отдельных минеральных индивидов в нем, направлениям их роста, распределению разных минералов и оставшихся реликтов измененных пород) иногда распознаются текстуры, предшествовавшие относительно полному замещению силикатного дробленого материала (пятнистые, полосчатые и т. д.).

Нередко при формировании метасоматических жил верхних горизонтов в полосах дробления пород, заключенных между трещинами сбросо-сдвига, возникали разобщенные свободные полости разной формы и величины, обязанные своим происхождением и тектоническим причинам (приоткрыванию участков трещин, расщепавших дробленый материал, сдвигам и «разворотам» отдельных обломков и т. д.), и растворению силикатных минералов в локальных объемах, опережающему отложение на их месте новообразо-

ваний. Стенки таких линзовидных, треугольных, ромбовидных и иных полостей крустифицировались обычно корками наиболее крупных сферолитов настурана или друзовыми агрегатами сульфидов, а оставшийся объем заполнялся кальцитом. Характерно при этом отсутствие закономерностей в ориентировке таких свободных полостей — длинные оси их то параллельны граничным трещинам («контактам» метасоматической жилы), то перпендикулярны или косо ориентированы по отношению к ним.

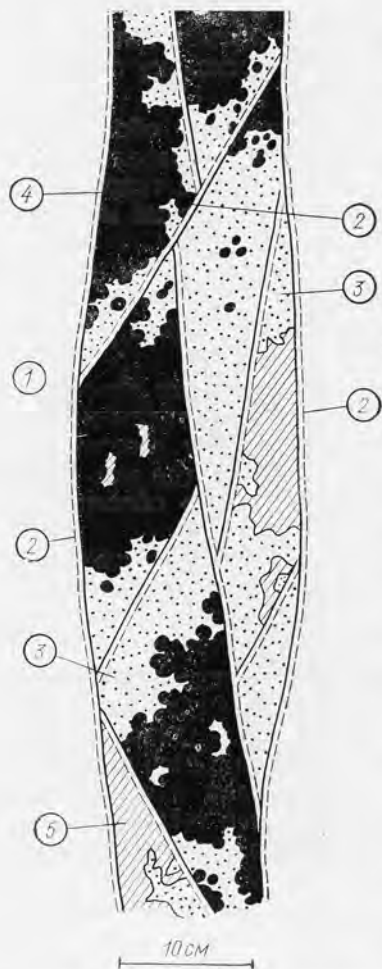


Рис. 4.60. Сложная жила верхних горизонтов:

1 — вмещающие породы; 2 — трещины сбросо-сдвига с глиной трения; 3 — тонкорастертая и измененная порода; 4 — настуран; 5 — пострудный кальцит

В ряде случаев в полосе дробленых пород между граничными субпараллельными трещинами скола возникали в дорудное время и серии более мелких продольных и поперечных трещин также с глиной трения, разделявших эту полосу дробления пород на обособленные «столбы» («трубы»), в разное время пропускавшие через себя разные порции гидротермальных растворов. На таких участках возникали сложные жилы, внутри которых разновозрастные минеральные агрегаты (гидротермально измененный дробленый материал пород, массивный настурано-сульфидный агрегат, пострудный кальцит и т. п.) отделены друг от друга резкими тектоническими границами — трещинами с глиной трения (рис. 4.60).

На нижних горизонтах месторождения также прослеживаются крутопадающие сбросо-сдвиговые трещины, содержавшие к началу гидротермального процесса дробленый и перетертый материал вмещающих пород. Но с глубиной на трещинообразовании все больше сказывалось влияние мощных межформационных (последних) нарушений в донной части покрова рудовмещающих кислых эффузив-

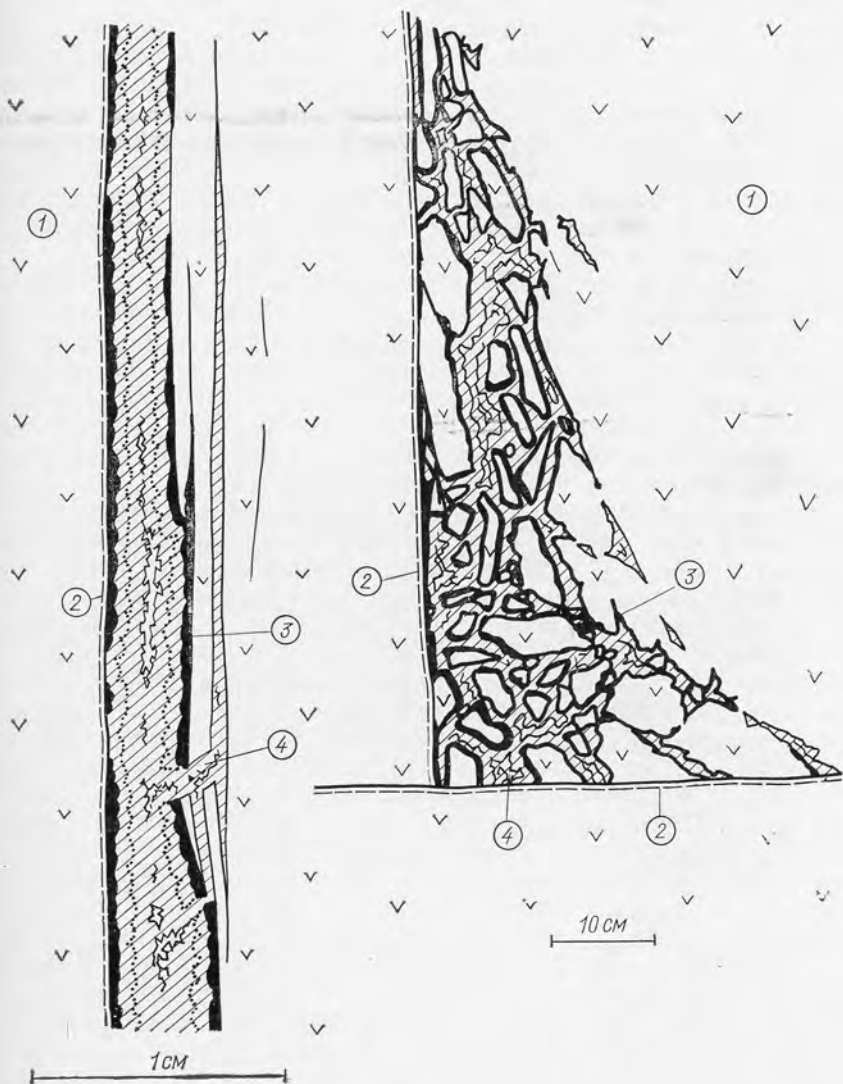


Рис. 4.61. Морфология и текстура крутопадающих жил и вертикальных зон брекчирования нижних горизонтов:

1 — вмещающие породы; 2 — трещины с глиной трения; 3 — настуран; 4 — кальцит с выделениями хлорита и гётита

вов. При многократных сдвиговых движениях по этим субгоризонтальным нарушениям, в том числе в предрудное и внутрирудное время, происходило приоткрывание большей части крутопадающих сбросо-сдвиговых трещин, а также возникновение и раскрытие множества параллельных им трещин разрыва, не содержащих кластический материал, и местами вертикальных зон брекчирования (рис. 4.61). Поэтому в крутопадающих трещинах нижних горизонтов встречаются и метасоматические жилы, аналогичные описанным выше¹, и типичные жилы выполнения (или цементации крутопадающих брекчиевых зон) с крустификационной симметрично-полосчатой (в брекчиевых зонах до кокардовой) текстурой.

В «донной» части месторождения крупный дорудный субгоризонтальный сдвиг, выполненный глиной трения мощностью до 1 дм и более, явился тем экраном, над которым латеральные потоки рудоносных растворов стягивались к зонам крутопадающих трещин, дренировавших гидротермальную систему вулканической депрессии [3]. Этими потоками сформирована мощная (до 0,5 м) субгоризонтальная «донная» рудная жила, лежащая непосредственно над указанным послойным сдвигом.

Механизм формирования субгоризонтальной жилы во многом напоминает механизм образования метасоматических жил верхних горизонтов. Здесь в предрудное время интенсивные подвижки по межформационным (послойным) разрывам также привели к образованию полосы («слоя») дробления и истирания эффузивов, ограниченной снизу мощной глиной главного субгоризонтального сдвига, а сверху — одной из параллельных ему более мелких сдвиговых трещин также с глиной трения. Эта полоса дробленых пород замещена в течение рудной стадии настураном и парагенными с ним коффинитом, сульфидами (средн которых преобладают галенит, пирит и халькопирит) и в меньшей степени кальцитом (рис. 4.62). Отдельные участки «донной» жилы имеют массивную текстуру, обусловленную более или менее равномерной импрегнацией растертых и аргиллизированных эффузивов метасферолитами настурана с коффинитом, сульфидами и карбонатами. Часто эта импрегнация бывает настолько интенсивной, что на долю реликтов исходных пород остается менее 10% объема жилы. Местами «донная» жила характеризуется горизонтально (продольно)-полосчатой текстурой, обязанной своим появлением и относительному обогащению сульфидами лежащего бока жилы, а настураном — висячего, и, главное, наличием в этой жиле множества узких линзовидных выделений кальцита в щелевидных полостях растворе-

¹ Доля таких жил снижается здесь до 15—10% общего числа крутопадающих жил.

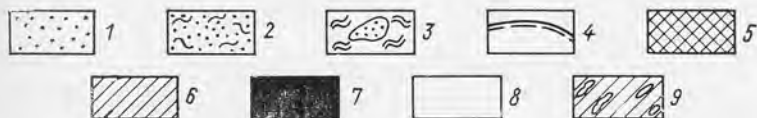
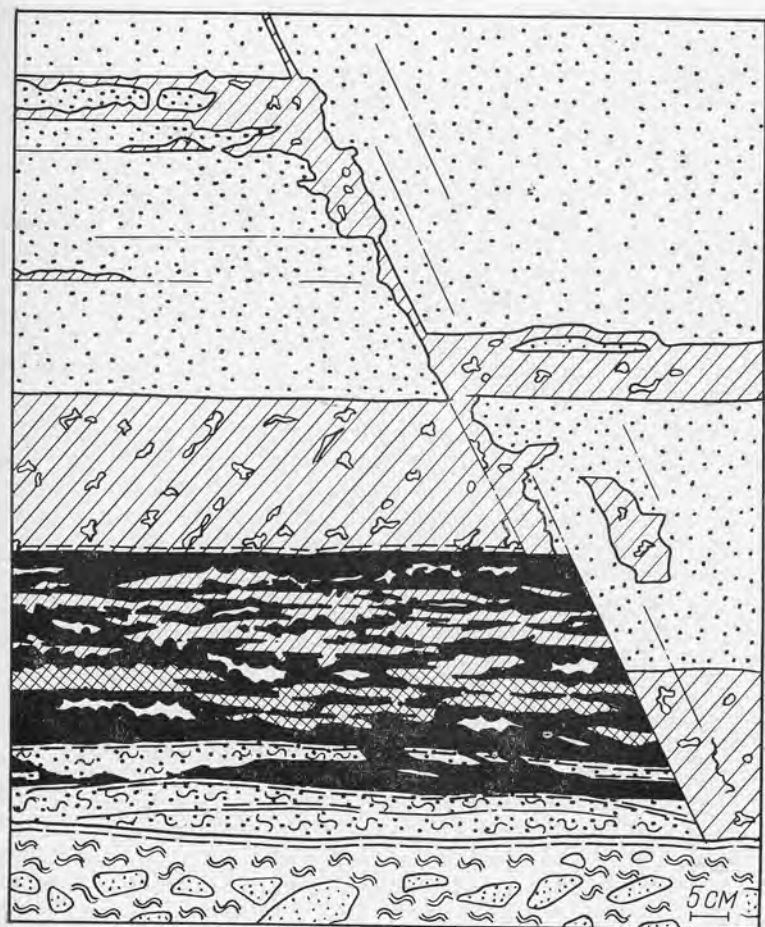


Рис. 4.62. Донная пластообразная жила продольно-полосчатой текстуры, осложненная разрывными нарушениями:

1 — измененный (интенсивно аргиллизированный и ожезненный) туф; 2 — предрудное послонное нарушение; 3 — пострудное сульфидизированная порода (среди сульфидов преобладает галенит) с вкрапленным настураном; 4 — интенсивно карбонатизированная порода, насыщенная вкрапленным настураном; 5 — настуран; 6 — «рудный» крупнокристаллический бурый кальцит; 7 — мелкозернистый (сливной) светло-кремовый карбонат с мелкими гнездами позднего кальцита (на стенках пустот растворения)

ния, параллельных зальбандам и окаймленных сферолитовыми корками настурана.

На отдельных участках сдвиговые движения над главным послыйным разрывом приводили к нарушению сплошности пород и возникновению субгоризонтальной брекчиевой зоны, также ограниченной сверху и снизу трещинами с глиной трения. В таких участках иногда наблюдалось некоторое пространственное разобщение метасоматического сульфидно-карбонатного агрегата и настуран-кальцитового. Последний цементирует брекчию и исходных измельченных пород, и существенно-сульфидной жилы.

В пострудное время на месторождении повторились сбросовые движения по некоторым крутопадающим трещинам, в результате чего части «донной» жилы оказались ступенчато смещенными по вертикали (см. рис. 4.62).

Последовавшие затем новые мощные горизонтальные сдвиги привели к образованию пострудного послыйного нарушения с глиной трения мощностью 10—50 см. Этот пострудный субгоризонтальный сдвиг обусловил появление в донной части покрова рудовмещающих эффузивов сложной сети поперечных и послыйных трещин, напоминающей рисунок кирпичной кладки, заполнившейся тонкозернистым поздним кальцитом (рис. 4.63,а). Местами произошли более крупные разрывы сплошности слоя рыхлых измененных эффузивов, лежащего над новым послыйным сдвигом. В результате этого возникли параллельные друг другу (в плане) и перпендикулярные к направлению пострудного сдвига длинные трубообразные полости, также заполнившиеся поздним по времени кальцитом. Поперечное сечение одного такого трубообразного кальцитового тела, которое удалось проследить в длину более чем на 40 м, показано на рис. 4.63,б. Обращает на себя внимание параллельность верхней и нижней границ трубообразных тел и относительное совпадение (повторение) изломов боковых границ их.

В некоторых трубообразных телах четко видна горизонтальная слоистость, обусловленная горизонтальным распределением полос (слоев) кальцитового агрегата с разной величиной зерна и разной окраской и горизонтальным (линейным) распределением в кальците других минералов — глинистых, хлорита, пирита, альбита. Заметны при этом явные признаки гравитационных текстур — в донных частях или на дне боковых выступов некоторых трубообразных тел обнаруживается «осадок» (слой) мелкокристаллического пирита (обычно с горизонтальной верхней поверхностью); радиально-лучистые сростки кристаллов альбита начинали свой рост от одного горизонтального уровня и росли вместе с кальцитом только вверх от этого уровня; наконец, на «потолке» указанных трубообразных тел обнаруживаются гроздевидные кальцитовые

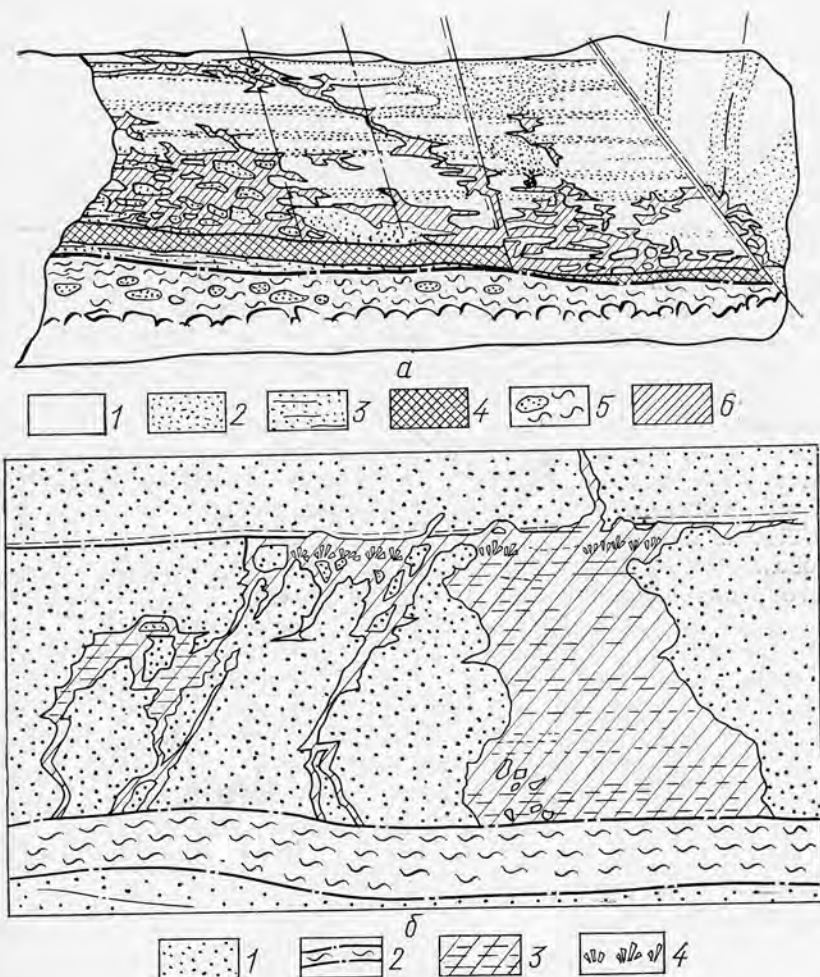


Рис. 4.63. Формы выделения пострудного кальцита:

a — выделения типа цемента «кирпичной кладки» (1 — относительно неизменный туф, 2 — осветленный аргиллизированный туф, 3 — предрудный горизонтальный сдвиг, 4 — «донная» пластообразная жила, 5 — пострудный горизонтальный сдвиг, 6 — пострудный кальцит, цементирующий и замещающий «кирпичи» аргиллизированного туфа); *б* — поперечное сечение трубообразного тела кальцита (1 — аргиллизированные и гематитизированные туфы, 2 — пострудный тектонический пологий шов с «глинкой», 3 — пострудный слоистый карбонат, 4 — выделения радиально-лучистого альбита)

сталактиты размером до 5—6 см по длинной оси и диаметром до 3—4 см.

Все эти морфологические, текстурные признаки позволяют считать, что указанные пострудные кальцитовые тела, расположенные на глубине около 600 м от современной дневной поверхности, формировались путем последовательного отложения слоев кальцита и парагенных ему минералов в трубообразных полостях, которые были открыты на всю ныне наблюдаемую их ширину и длину (подобно тому, как это происходит при заполнении карстовых пустот).

Таким образом, наличие в пределах одного и того же месторождения столь разных по морфологии и текстуре жильных тел, как линейные метасоматические жилы, с одной стороны, и трубообразные горизонтально-слоистые тела, с другой, говорит о существенных изменениях условий гидротермального минералообразования в разных участках, на разных уровнях данного месторождения. Наблюдается парадоксальная вертикальная зональность в распределении этих условий: на верхних горизонтах преобладают крутопадающие линейные метасоматические жилы, с глубиной они в значительной мере сменяются жилами выполнения и, наконец, на «дне» покрова рудовмещающих эффузивов в огромных полостях разрыва сформировались, правда, уже в пострудное время, горизонтально-слоистые кальцитовые тела.

ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД, ОБРАЗОВАВШИХСЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИМ ПУТЕМ

5.1. О ТЕКСТУРАХ РУД ГИДРОТЕРМАЛЬНО- МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО U-Fe-МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Распределение радиоактивных минералов в рудах гидротермально-метасоматического месторождения урана обусловлено способами отложения минерального вещества, текстурными особенностями замещаемых пород и тектоническими подвижками.

Месторождение залегает в породах железорудной формации, в которой выделяются три свиты: нижняя (кварцито-гнейсовая), средняя (собственно железорудная, представленная чередованием маломощных пачек железистых роговиков, кварцево-биотитовых и кварцево-магнетито-куммингтонитовых сланцев) и верхняя (сложенная доломитами, микросланцами и кварцитами). Для средней свиты характерно наличие пластовых залежей железных руд.

Породы железорудной формации смяты в узкую синклинальную складку с крутыми падениями крыльев. Рудные тела локализованы в послонной зоне метасоматически измененных пород, развитых в районе центрoклинального замыкания складки и захватывающих верхнюю часть разреза средней и низы верхней свиты.

Процесс формирования метасоматитов и урановых руд проходил в четыре стадии¹: из них три первые стадии — метасоматические, а четвертая — жильная (рис. 5.1).

Распределение урановых минералов в метасоматических рудах

К метасоматическим рудам относятся оруденелые магнетито-рибекито-альбитовые, альбито-карбонатно-кварцевые, мартито-магнетито-карбонатные и скарноподобные породы. Общим для всех типов рудных метасоматитов является распределение урановых минералов в виде вкрапленности, однако характер распределения вкрапленности в различных типах метасоматитов неодинаков, что обуславливает многообразие текстур руд.

¹ Более подробная характеристика последовательности минералообразования минеральных ассоциаций и урановых минералов приведена в работах [62, 63, 91, 92].

Минерал	Стадии минерализации									
	силикатная ранняя (урановая I)		карбонатно-уранинитовая (урановая II)		силикатная поздняя (безурановая)		сульфидно-настурановая (урановая III)			
	Минеральные ассоциации									
	магнетит-рибекитовая, амфибол-эпидот-альбитовая, сидеритовая	апатит-малаконная	амфибол-ненадкеевская, кальцит-броннеритовая	гранат-пироксен-амфибол-уранинитовая	карбонатно-уранинитовая	биотит-талек-эпидотовая	амфибол-эпидот-сульфидно-настурановая	сульфидно-настурановая	кальцит-кварцевая	
Рибекит, рибекитов-родусит	■									
Магнетит	■				■			■		
Альбит	■			■	■					
Родусит, кроссит-родусит	■		■				■			
Эпидот	■						■			
Кальцит	■		■	■		■			■	
Зеленая слюда, гидробиотит	■		■					■		
Сильпномелан	■									
Апатит		■			■					
Малакон		■			■					
Сфен		■								
Гематит, гидроокислы Fe		■								
Ненадкеевскит			■	■			■			
Мартит			■		■					
Браннерит			■	■					■	
Хлорит			■						■	
Андрадит			■						■	
Пироксены, эпидот			■	■						
Актинолит, актинолит-родусит			■	■						
Fe-Mg-карбонаты				■	■					
Доломит					■			■		
Уранинит					■			■		
Крокоидолит					■			■		
Пирит					■			■		
Тальк					■					
Биотит						■				
Настуран							■		■	
Коффинит							■			
Мушкетовит								■		
Халькопирит									■	
Марказит, сфалерит									■	
Антраксолит									■	
Кварц										■

Типы оруденения	Метасоматически-вкрапленный		Прожилковый
Рудолокализирующие породы	Натровые метасоматиты	Карбонатные метасоматиты	—
Урановорудные минералы (промышленные)	Ненадкеевскит	Уранинит	Настуран

Рис. 5.1. Схема последовательности минералообразования

Магнетито-альбито-рибекитовые рудные метасоматиты представляют собой плотные породы темного зеленовато-серого цвета. Они обладают массивной, полосчатой, массивно-полосчатой и брекчиевидной текстурами. Массивные разновидности сложены в основном альбитом и имеют равномерно-зернистую структуру. Полосчатые разновидности сложены амфиболами, эгиринном, гидрослюдой и железорудными минералами. Полосчатость их обусловлена чередованием железорудных и нерудных прослоев. Наиболее распространены магнетито-альбито-рибекитовые руды с массивно-полосчатой текстурой, которые характеризуются неравномерным распределением уранового минерала ненадкевита (рис. 5.2 и 5.3).

В массивных участках ненадкевит развивается в межзерновых пространствах альбита, образуя более или менее равномерно распределенную вкрапленность или точечные оторочки вокруг крупных выделений альбита. В участках с полосчатой текстурой ненадкевит тяготеет к нерудным прослоям, развиваясь по спайности амфиболов.

Мартито-магнетито-карбонатные (железо-карбонатные) рудные метасоматиты развиваются по метаморфическим сланцам и железным рудам, которые характеризуются тонкополосчатыми текстурами, обусловленными перемежаемостью нерудных прослоев и полос, обогащенных магнетитом. В процессе карбонатизации метасоматическому замещению подвергаются только нерудные прослои (в железорудных прослоях развивается процесс мартитизации), вследствие чего метасоматиты наследуют полосчатость исходных пород (рис. 5.4). Распределение вкрапленности уранинита также подчеркивает полосчатую текстуру руды (рис. 5.5).

Вкрапленники уранинита представлены индивидуализированными кристаллами или сростками кристаллов (рис. 5.6). Иногда уранинит образует тесные сростания с гематитом (рис. 5.7).

Уранинит относится к бесторневой разновидности, не содержит примеси редких земель. Параметр решетки $a_0 = 5,47 \div 5,49 \text{ \AA}$, отражательная способность 17—21%, микротвердость 753—1013 кг/мм^2 .

Железо-карбонатным рудам помимо полосчатых присущи микроскладчатые (рис. 5.8), брекчиевидные (рис. 5.9) и брекчиевые (рис. 5.10 и 5.11) текстуры.

На рис. 5.8 вкрапленность уранинита отчетливо фиксирует микроскладки, а также развивается по периферии обломков (левый верхний угол рисунка). Последнее обстоятельство говорит о том, что породы претерпели тектонические изменения до оруденения. Более отчетливо дорудный характер деформаций выявляется на рис. 5.9 и 5.10. На рис. 5.9 показаны руды, в которых уранинит приурочен к зонам катаклаза. Он развивается по полосчатости

в обломках и вмещающих породах, в цементе и в мелких прожилках. На рис. 5.10 приведены брекчиевые руды: здесь уранинит развивается главным образом в цементе (б) и менее в обломках (в). Уранинит образует вокруг обломков железорудных минералов (г) крустификационные корки, которые либо сложены цепочкой зональных кристаллов, либо имеют ленточное строение за счет чередования полос уранинита и карбоната.

На рис. 5.11 показана руда, текстура которой обусловлена не дорудными, а пострудными тектоническими подвижками. В отличие от рассмотренных выше брекчиевых руд здесь уранинит находится только в обломках, сцементированных безрудным карбонатом. Каждый из обломков обладает четко выраженной полосчатой текстурой, благодаря чему видно, что обломки ориентированы параллельно друг другу либо слегка повернуты один относительно другого. Ширина рудных полос в каждом обломке сохраняется постоянной на протяжении всей его длины и совпадает с шириной в смежных обломках, в то время как в дорудных брекчиях рудные полосы в обломках не имеют постоянной мощности и постепенно затухают по мере удаления от торца обломков.

Пострудные брекнии характерны для железо-карбонатных руд, подвергшихся эгиринизации. Нередко при этом наблюдается растворение уранинита и переотложение в секущих прожилках (рис. 5.12). На рис. 5.13—5.15 показаны различные стадии изменения кристаллов уранинита в зависимости от интенсивности развития эгиринизации. В неэгиринизированных рудах кристаллы имеют, как правило, слабо выраженное зональное строение (см. рис. 5.13)¹. При этом нередко наблюдается, что центральная часть кристалла имеет форму сферолита, который при дальнейшем росте приобретает кристаллографические очертания. В слабо эгиринизированных разновидностях руд кристаллы уранинита обладают грубозональным строением благодаря растворению или замещению отдельных зон (рис. 5.14). В сильно эгиринизированных рудах во внутренних частях кристаллов сохраняются лишь маломощные зоны прерывистого четковидного строения из-за наличия в них новообразованных кристаллов уранинита. Новообразования уранинита наблюдаются также и по радиальным трещинам; в результате возникает своеобразное сетчатое строение паутины (см. рис. 5.15).

Альбито-карбонатно-кварцевые породы представляют продукт метасоматического преобразования микросланцев. Они состоят из альбита, карбоната, небольшого количества кварца и органического вещества. Текстура пород массивная, в рудных участках брекчиевая, причем выделяются как дорудные, так и рудные брекнии. Дорудная брекчия представлена обломками кварц-альбит-карбо-

¹ Здесь и далее рассматриваются непотравленные минералы.

натных пород, сцементированными карбонатом. Урановый минерал развивается метасоматически в краевых зонах обломков (рис. 5.16) и частично в цементе между зернами и по зонам роста кристаллов кальцита.

Пострудная брекчия также представлена дроблеными кварц-альбит-карбонатными породами, сцементированными карбонатом. Но здесь радиоактивный минерал более или менее равномерно распределен по всей массе обломков.

Урановый минерал (рис. 5.17) представлен единичными кристаллами, зернами, сростками кристаллов и кристаллически-зернистыми агрегатами. Размеры выделений не превышают десятых долей миллиметра, и очень редко скопления браннерита различимы невооруженным глазом. Минерал — черный с сильным стекляннм блеском, хрупкий. Микротвердость колеблется от 380 до 670 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$. Форма кристаллов — призматическая и игольчатая; наблюдаются сростки, подобные коленчатым двойникам. Тесно ассоциируется с рутилом и иногда замещает его. В отраженном свете — окраска неравномерная серая с фиолетовым оттенком. Обладает сильными желто-бурыми внутренними рефлексами. Отражательная способность 11—17%. В проходящем свете просвечивает красновато-бурым цветом. Методом электронного микросондирования в составе минерала установлены (в %): U_3O_8 —40,1; TiO_2 —41,8; SiO_2 —4,7; Fe_2O_3 —0,9; PbO —9,8; CaO —2,5. Рассчитанная по этим данным кристаллохимическая формула отвечает браннериту.

Скарноподобные породы состоят из железорудных минералов, амфибола (щелочного актинолита), граната (андрадита), эгириндиопсида или минералов группы эпидота. Второстепенные минералы — альбит, кальцит. Урановые представлены уранинитом. Породы имеют полосчато-узловатую текстуру. Полосчатость обусловлена чередованием железорудных прослоев и прослоев, сложенных нерудными минералами. Узловатость породе придают скопления граната. Уранинит образует вкрапленность в нерудных прослоях и в гранате с образованием своеобразных полосчато-пятнистых текстур (рис. 5.18). Выделения уранинита в гранате окружены «плеохроичными ореолами» из хлорита и окаймляются «кольцом» из гидрокислов железа (рис. 5.19).

Текстуры прожилковых руд

Прожилковые руды получили развитие в массивных доломитах верхней свиты, содержащих маломощные прослои микрослабцев. Мощность большей части прожилков измеряется долями сантиметра, протяженность — десятками сантиметров. Сеть таких про-

жилков пронизывает вмещающие породы, образуя петельчатые текстуры (рис. 5.20, а, б). Выделяются прожилки чисто настурановые или коффинитовые и карбонатно-коффинит-настурановые. В карбонатно-коффинит-настурановых прожилках урановые минералы слагают краевые зоны, а карбонаты выполняют центральную часть (рис. 5.21).

В отдельных прожилках выделения урановых минералов образуют по альбандам колломорфные корки (рис. 5.22). Колломорфные корки представлены раздробленными сферолитами; обломки сферолитов растащены и сцементированы кальцитом. Иногда при этом кальцитом цементируются обломки сферолитов, заключенные в массу органического вещества (рис. 5.23). Подобные взаимоотношения минералов говорят о том, что заполнение трещин минеральным веществом сопровождалось тектоническими подвижками. В результате уже отложившиеся «корки» настурана взламывались, и обломки цементировались органическим веществом. В дальнейшем дроблению подверглась уже настуран-органическая масса, обломки которой цементировались карбонатом, заполнившим и центральную часть прожилка.

Помимо трещин выполнения в доломитах получили развитие метасоматические прожилки. Мощность таких прожилков достигает 10—15 см, протяженность — 1—2 м. Распределение урановых минералов в них контролируется системой продольных и поперечных трещин, в результате чего возникают своеобразные решетчатые текстуры (рис. 5.24). По распределению урановых минералов видно, что рудоносный раствор перемещался вдоль системы продольных трещин (на рис. 5.24, а слева направо), а поперечные трещины выполняли экранирующую роль. В связи с этим максимальное количество рудного вещества отложилось в зоне перед первой поперечной трещиной (в том числе и вдоль этой трещины). По мере дальнейшего продвижения растворов в каждой последующей зоне, ограниченной двумя поперечными трещинами, интенсивность оруднения все более ослабевает.

Урановые минералы в рассматриваемых прожилках выделяются в основном метасоматическим путем и представлены скелетными сферокристаллами (рис. 5.25).

В доломитах помимо прожилковых руд незначительное распространение получили пятнистые, обусловленные избирательным замещением отдельных участков породы. В пятнистых рудах урановые минералы тесно ассоциируются с твердым битумом типа антраксолита. Выделения антраксолита имеют каплевидные и линзовидные формы (рис. 5.26). По возрастным взаимоотношениям антраксолита и урановых минералов выделяются три разновидности руд:

1) руды, в которых антраксолит и урановые минералы имеют близкое одновременное образование. В этих рудах урановые минералы заключены в антраксолите, и вся масса антраксолита засвечивает фотопластинку. При больших увеличениях в антраксолите наблюдается густая вкрапленность угловатых зерен окислов урана (рис. 5.27). По данным рентгеноструктурного анализа, окислы урана представлены двумя кубическими фазами с параметром элементарной ячейки a_0 , равным 5,427 и 5,49 Å. Как было установлено, высокое значение a_0 (5,49 Å) обусловлено вхождением в решетку минерала двухвалентного свинца;

2) руды, в которых антраксолит является более поздним по сравнению с окислами урана. В этих рудах вкрапленность окислов урана равномерно распределена как во вмещающих породах, так и в каплевидных выделениях антраксолита. Отдельные зерна окислов урана не полностью захватываются антраксолитом, что подтверждает правильность предположения о более позднем выделении органического вещества (рис. 5.28);

3) руды, в которых антраксолит выделяется раньше уранового минерала (браннерита). Браннерит обрастает выделения антраксолита, выполняет в нем трещины.

Таким образом, из приведенного материала следует, что на рассматриваемом месторождении получили развитие в основном два типа текстур — вкрапленный и прожилковый, которые возникли благодаря различным условиям отложения минерального вещества (метасоматоз и выполнение трещин). Распределение урановых минералов во вкрапленных рудах, обусловившее появление большого количества разновидностей вкрапленных текстур (равномерно-вкрапленных, полосчато-вкрапленных, брекчиевых и др.), определяется текстурными особенностями исходных пород и метасоматитов и пострудными тектоническими подвижками.

5.2. ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ УРАНОВОРУДНЫХ АЛЬБИТИТОВ

Урановорудные альбититы, обнаруживаемые среди полей щелочных метасоматитов древних кристаллических щитов, характеризуются специфичностью состава минеральных ассоциаций и определенными текстурно-структурными особенностями, имеющими важное значение при решении вопроса о последовательности и способе их образования.

Минеральный состав урановорудных альбититов, как своеобразных продуктов наложенного уранового оруденения на катакла-

зированные альбитовые метасоматиты, определяется составом последних и новообразований. Урановые минералы отлагаются в межзерновых пространствах, обусловленных послеальбитовым катаклазом.

По составу среди урановорудных альбититов установлены два пространственно сближенных местами совмещенных минеральных типа рудных альбититов: кроссит-эгириновый с уранотитанатом типа браннерита и эпидото-хлоритовый с настураном.

Уранотитанатовые кроссит-эгириновые альбититы — серые и розовато-серые до бурых альбитовые катаклазиты с вкрапленностью желто-коричневого уранотитаната и темно-зеленого амфибола и эгирина. В их составе крупные зерна и агрегаты альбита (псевдоморфозы по микроклину и олигоклазу) и связующая масса — цемент. Основными компонентами цемента являются ранний шахматный и таблитчатый альбит и кальцит, развивавшиеся на месте катаклазированного первичного кварца, микроклина и плагиоклаза. При этом кальцит заполняет интерстиции между зернами раннего альбита, образуя в нем затеки и заливы. Из аксессуарных среди альбит-кальцитового агрегата отмечаются малакон, апатит и сфен. Эта связующая масса в свою очередь сцементирована и замещена парагенетической группой минералов: мелкокристаллическим поздним альбитом, эгирином, кросситом (иногда родуситом), браннеритом и продуктами его метамиктного распада и окисления¹. Из других рудных минералов в этом типе альбититов эпизодически встречается давидит. Среди зернистых выделений уранотитаната обнаруживаются включения рутила, анатаза, лейкоксена, примеси гидрогематита и аморфного кремнезема.

Поздний мелкокристаллический альбит, эгирин и кроссит образуют отчетливые структуры замещения кальцита и цементации раннего альбита, что указывает на более позднее, чем кальцит, отложение этих минералов.

Настурановые эпидото-хлоритовые альбититы — наименее распространённый тип рудных альбититов. Это бурые до черно-бурых, сильно катаклазированные альбититы с визуальной неразличимой вкрапленностью урановых минералов. Минеральный состав (особенно полевошпатовая часть) близок к уранотитанатовым альбититам. Различие относится лишь к темноцветным и рудным компонентам связующей массы альбита, в которой вместо щелочного амфибола и эгирина в различных количественных соотношениях развиты хлорит, эпидот и кальцит, а из рудных минералов — настуран, ураносодержащий лейкоксен, коффинит и колломорфно-мета-

¹ Новые данные о сложной серии уранотитанатов, установленных в этих рудах Ф. И. Ракович, приведены в работах [26, 98—100]. — *Прим. ред.*

коллоидный силикат урана и титана. В единичных случаях встречается ненадежит.

Весьма любопытны структурные взаимоотношения минералов связующей массы этого типа альбититов. Эпидот, тесно ассоциирующий с хлоритом и иногда содержащий включения настурана, не образует сростаний с кальцитом, хотя и встречается совместно с последним в минеральных агрегатах. По отношению к шахматному и таблитчатому альбиту эпидот ведет себя, как новообразование: выделения его окружают и пересекают этот минерал. Сростания эпидота со щелочным амфиболом, указывающие на их временные соотношения, редки. В этих случаях эпидот, как правило, замещается щелочным амфиболом.

Хлорит, к выделениям которого приурочена основная масса настурана, замещает кальцит и сам в свою очередь корродируется кросситом и эгирином, никогда не образуя обратных структур замещения. Это говорит о более раннем выпадении хлорита и настурана, чем кроссита и эгирина.

Настуран в альбитите распределен крайне неравномерно, чаще всего он слагает субмикроскопическую вкрапленность сферолитов, группирующихся в гнезда и цепочки, а в зонах максимально проявленного постальбитового катаклаза — прожилки, никогда не выходящие за пределы развития эпидото-хлоритовых альбититов.

Текстуры урановорудных альбититов сформированы в процессе интенсивного катаклаза и милонитизации, предшествовавших углекислонатриевому метасоматозу и сопровождавших последний. В связи с этим типоморфными для них являются унаследование катакластических и брекчиевидных текстур замещения. Они обусловлены избирательным замещением урановыми и сопровождающими их минералами межзерновых зон срыва и дробления, микротрещинок минеральных зерен и агрегатов. При этом замещающие рудные и новообразованные нерудные выделения образуют вкрапленность, мелкие скопления и тончайшие прожилки, повторяющие морфологию трещинок дробления, границ зерен и их агрегатов (рис. 5.29).

Следствием метасоматического образования урановорудных альбититов явились широко проявленные метакристаллические и метазернистые структуры основной массы уранотитанатов (рис. 5.30). Призматические и игольчатые кристаллы его, тяготея к выделениям кроссита и эгирина и заполняя трещинки, углубления и промежутки между зернами раннего альбита и кальцита, группируются в радиальнолучистые сростки (рис. 5.31) или скопления гнездовой и прожилковой формы. В урано-титанатových прожилках при больших увеличениях отчетливо видна сетчатая идиоморфно-

Минерал	Стадия углекислотно-натриевого метасоматоза			Прожилко- вое пост- рудное выполнение трещин
	Парагенетические ассоциации			
	альбитовая	кальцит-эпи- дот-хлорит- настурано- вая	кроссит-эги- рин-урано- титанато- вая	
Альбит				
Рибекит				
Апатит				
Малакон				
Хлорит				
Эпидот				
Сфен				
Кальцит				
Гидробиотит				
Гидроокислы Fe				
Настуран				
Коффинит				
Ненадкевит				
U-Ti-силикат				
Сульфиды Fe				
Уранотитанат				
Родусит				
Кроссит				
Эгирин				

■ наиболее распространенные — — — крупные подвижки
 ■ распространенные — — — внутриминерализационный
 ■ мало распространенные — — — катаклаз

Рис. 5.37. Схема последовательности рудообразования

метозернистая структура (рис. 5.32). Размеры кристалликов от микрометра до десятых долей миллиметра в поперечнике.

Внутреннее строение зерен уранотитанатов сложное. Это многофазные и аморфные образования, сформированные в процессе метамиктного распада браннерита (рис. 5.33).

Настурану и урановому титано-силикату свойственны сферолитовые агрегаты («колломорфные структуры»). Сферолиты настурана нарастают на зерна раннего альбита и цементируют его (рис. 5.34), образуют включения в кальците и эпидоте и тяготеют к скоплениям хлорита цементирующей массы альбитита (рис. 5.35).

Урановый титано-силикат, встречающийся чаще всего в ассоциации с настураном, развит в виде скрытокристаллических («колломорфных») выделений неправильной формы, имеющих трещины «усыхания». Минерал нестойкий, замещается уранотитанатом и лейкоксеном (рис. 5.36).

На основании рассмотренных структур коррозии, разъедания и замещения одних продуктов метасоматоза другими, а также структур срастания урановых и нерудных минералов устанавливается следующая последовательная смена парагенетических ассоциаций минералов в пределах стадии: альбит — рибекит — кальцит — эпидот — хлорит — настуран — коффинит — урановый титано-силикат — кроссит — эгирин — уранотитанат (рис. 5.37).

Парагенезис настурана и коффинита с кальцитом, эпидотом и хлоритом, а уранотитаната с кросситом и эгирином обусловлен геохимической связью урана и титана с натриевыми растворами, обогащенными углекислотой.

На фоне непрекращающегося катаклаза пород происходит неоднократная эволюция состава растворов, выражающаяся в последовательной смене щелочно-силикатной минерализации (альбит, рибекит), щелочноуглекислой (кальцит — эпидот — хлорит — коффинит — настуран) и снова щелочно-силикатной (кроссит — эгирин — уранотитанат). Меняющийся состав растворов и закономерное развитие постальбитового катаклаза определили не только последовательность, но и пространственное положение эпидот-хлорит-настурановой и кроссит-эгирин-уранотитанатовой минерализации в пределах рудного месторождения.

5.3. ТЕКСТУРЫ БРАННЕРИТОВЫХ РУД

На изученном месторождении руды представлены гидротермально измененными метаморфическими породами с прожилками и вкраплениями различного состава. В дорудной и рудной стадиях отмечается образование зональных метасоматитов, которые, согласно положениям теории метасоматической зональности

Д. С. Коржинского, заканчиваются образованием прожилков минералов, сходных по составу с метасоматическими. Разновременность образования различных минеральных ассоциаций [118, 119] обуславливает сложный морфологический узор браннеритовых руд, последовательность минералообразования в которых показана на рис. 5.38.

Среди плотной метасоматической породы с вкраплениями и прожилками браннерита обычно наблюдаются реликтовые пятнистые или полосчатые образования ранних кварц-ортоклазовых метасоматитов или неизменных бластомилонитов размером от долей миллиметра до десятка сантиметров. Распределение анкерита, кварца, ортоклаза, пирита и их прожилков в пределах плотных метасоматитов равномерное или пятнистое. Браннерит редко обнаруживается среди метасоматитов в виде крупных скоплений; обычно это вкрапленность в анкеритсодержащих метасоматитах. Изредка встречаются быстро выклинивающиеся тонкие мономинеральные прожилки браннерита.

По текстурным особенностям можно выделить три типа руд: брекчиевые (цементационные), густовкрапленные и прожилковые (прожилково-вкрапленные).

Морфологический рисунок скоплений браннерита в зоне определяется строением бластомилонитов, подвергшихся различной тектонической деформации. В участках, где отсутствуют гидротермальные минералы, наблюдаются зонки брекчирования, а также своеобразные полосчатые струйчатые бластомилониты. Извилистые границы, участки плавного выклинивания полос, элементы флюидальности тонкоперетертого — милонитового материала вызывают предположения о течении материала и его пластической деформации. В первом случае различной угловатости обломки бластомилонитов цементируются перетертыми бластомилонитами, во втором — нередко образуются тонкозернистые афанитовой структуры породы, иногда называемые псевдотахилитами. К моменту поступления гидротермальных растворов бластомилониты претерпели взбросо-сдвиговые подвижки; в то же время жесткий кристаллический каркас бластомилонитовой зоны мешал проявлению разрывных движений в ней. Вследствие этого часть бластомилонитового материала становилась пластической; появление пластического материала происходило неоднократно, что приводило к пересечениям более пластичными бластомилонитами уже отвердевших. Такие взаимопересечения сохранились и после осаждения браннерита, скопления которого сформировались в течение одной стадии минералообразования.

Брекчиевые руды распространены в зоне наряду с густовкрапленными (в частном случае прожилково-вкрапленными). В этих

Минерал	I стадия (кварц-ортоклазовая)	II стадия (анкерит-браннеритовая)	III стадия (кварц-карбонатная)	
Хлорит				
Серицит				
Альбит				
Циркон				
Арсенопирит (?)				
Рутил				
Анатаз				
Пирит				
Ортоклаз				
Адуляр				
Кварц			Морион	
Скаполит		А н к е р и т		
Карбонаты			Доломит Кальцит	
Марказит		I гене- II гене- III гене- рация рация рация		
Браннерит				
Настуран				
Сфалерит				
Флюорит				
Гипс и ангидрит				
Тектонические нарушения	Катаклаз	Дробление, приоткрывание трещин, катаклаз	Трещины приоткрывания	
Типы гидротермальных образований	кварц-пирит-ортоклазовые и рудные кварц-метасоматические жилы	кварц-анкеритовые с сульфидными прожилками, прожилки и цемент в зонах брекчирования	Морион-кальцитовые, кварц-доломит-кальцитовые, кварц-кальцитовые с пиритом и сфалеритом, кальцит-флюоритовые и флюоритовые жилы и прожилки	
Текстуры руд	Зонально-пятнистая, массивная, прожилковая	Брекчиевидная, прожилково-вкрапленная, массивная	Дризовая, кокардовая, гребенчатая, брекчиевая, греденчатая-полосчатая, прожилковая	
Структуры руд	Аллотриоморфнозернистая, коррозийная, гипидиоморфнозернистая	Аллотриоморфнозернистая, катакластическая, коррозионная, коллоидная, криптакристаллическая	Гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая	
Главные парагенетические ассоциации, встречающиеся в рудах	Пирит-рутил-кварц-ортоклаз	Анкерит-браннерит-окислы урана, браннерит-пирит, браннерит-марказит, браннерит-анкерит-рутил	Кварц-кальцит	
Некоторые характеристики и расплава	t	320 - 280 °C	280 - 260 °C	
	pH	pH ₁ < 7	pH ₂ > pH ₁	pH ₃ = 8 ÷ 6
	M	Fe-Ti-(Zr)	U-Ti-Fe, U-Ti	Fe-Ti-(Zn)
	Элементы примеси	Au-As-Tl (Cu, Be)	V, Pb, (Nb)	Sr, Ba, Mn

Рис. 5.38. Схема последовательности минералообразования в центральной и северо-западной части рудоносной зоны

рудах обломки (реликты) ранних кварц-ортоклазовых метасоматитов цементируются или замещаются поздними кварц-анкеритовыми. В оперяющих основную зону брекчиевых швах браннерит-анкеритовый материал цементирует обломки неизмененных бластомилонитов: форма обломков становится овальной, со следами поздних минералов в краях. Размер обломков частично измененных пород в таких брекчиевидных рудах от долей миллиметра до нескольких сантиметров в поперечнике. Браннеритовые скопления приурочены к цементу брекчий, изредка отдельные выделения встречаются и среди ранних кварц-ортоклазовых метасоматитов (рис. 5. 39). Преимущественное расположение браннеритовых масс в цементе брекчий позволяет отнести подобную брекчиевую (брекчиевидную) текстуру к разновидности цементационной. Зерна браннерита обычно находятся в поле анкерита, реже кварца. Концентрация подобных браннеритовых выделений различна, что особенно четко определяется по степени засвечивания пленки на радиографиях. Судя по последним, в цементе брекчий выделяются участки с равномерной вкрапленностью, но с различной концентрацией рудного компонента. Такие участки характеризуются равномерным распределением браннерита. В анкеритсодержащих метасоматитах участки с подобным рисунком структуры образуют цемент микробрекчий, прожилки, каемки вокруг обломков и даже вкрапленность.

Мелкопрожилковые выделения браннерита переходят в вкрапленные. Концентрация браннерита в разных выделениях также переменчива.

При наличии в анкеритовых метасоматитах пирита выделения браннерита становятся более крупными и нередко группируются в мелкопрожилковые и пятнистые скопления. Обычно укрупнение скоплений браннерита происходит вокруг пиритсодержащих реликтов ранних кварц-ортоклазовых метасоматитов или в поле поздних анкеритовых метасоматитов, там, где сохранился ранний метасоматический пирит. И в крупных скоплениях браннерита видны те же переходы вкрапленников в прожилки или прожилково-вкрапленные выделения.

Изменение состава метасоматитов, появление в них наряду с анкеритом других метасоматических минералов — кварца, ортоклаза, пирита (или марказита) — влечет за собой усложнение формы выделений браннерита. Рудный минерал в ряде случаев концентрируется вокруг реликтовых минералов, но постепенно рассеивается в виде вкрапленников или более крупных пятен в анкеритовой мелкозернистой массе.

При замещении кварц-анкеритовыми метасоматитами ранних кварц-ортоклазовых метасоматитов браннеритовые скопления от-

мечаются лишь в анкеритовых, резко обрываясь за границей раздела двух типов метасоматитов.

В рудах браннерит равномерно рассеян среди метасоматических минералов. Размер вкраплений различен — от сотых долей миллиметра до миллиметра. В случае очень тонкой вкрапленности браннерита дисперсный браннерит не всегда удается обнаружить и под обычным микроскопом: среди подобного анкеритового агрегата минерал обнаруживается лишь по радиографическим отпечаткам.

Строение браннеритовых агрегатов в густовкрапленных рудах аналогично строению цемента в брекчиевых рудах, описание которых приведено выше. Однако наблюдаются некоторые особенности. В брекчиевых рудах особенно заметно обособление браннерита в прожилковые или ветвистые концентрированные агрегаты вокруг реликтов ранних кварц-ортоклазовых метасоматитов; в густовкрапленных рудах распределение браннерита становится более рассеянным и равномерным. В полях пиритсодержащих метасоматитов браннерит обычно обособляется в прожилково-вкрапленные агрегаты более мелких размеров, чем в брекчированных метасоматических пирит в подобных участках руд сохраняет совершенную огранку среди наложенных минералов кварц-анкеритовых метасоматитов. Браннеритовые прожилковые (вкрапленно-прожилковые) выделения располагаются произвольно в пиритсодержащих метасоматитах, причем пирит отмечается в самих прожилках, в контактах их или вне браннеритовых агрегатов, в незначительном от них удалении.

Наряду с геохимическим контролем, определяющим наиболее значительные концентрации браннерита в полях пиритсодержащих метасоматитов, важным является повышение пористости подобных образований и большая хрупкость пирит-кварц-ортоклаз-анкеритовых метасоматитов. По мере продвижения к флангам тектонической зоны густовкрапленные и брекчиевые текстуры сменяются пятнистой породой с реликтами неизменных бластомилонитов, в разной степени замещенных кварцем, ортоклазом, анкеритом, пиритом. Рудный минерал редок или полностью отсутствует.

Особенно редко в рудной зоне встречаются прожилковые текстуры руды. Браннерит образует при этом видимые мономинеральные скопления, отличающиеся макроскопически по черному цвету и значительному смоляно-жирному блеску. Прожилки имеют мощность 1—4 мм и протягиваются на первые десятки сантиметров. Они сопровождаются вкрапленными выделениями браннерита, развитыми значительно меньше, чем в густовкрапленных и брекчиевых

рудах. Компактные браннеритовые прожилки, нередко превращающиеся в цепь коротких прожилков с извилистыми краями, обычны в существенно кварцевых метасоматитах (рис. 5.40 и 5.41).

Таким образом, в чистом виде в рассматриваемой рудной зоне не встречается ни один вид текстур руд, что характерно для большинства гидротермальных образований с участием метасоматических замещений. В едином поле сложных метасоматитов происходит постепенный переход густовкрапленных руд в прожилково-вкрапленные или вкрапленно-прожилковые, сменяемые брекчиевыми рудами. Эти переходы отмечаются на сравнительно небольших расстояниях (первые сантиметры — максимально первые метры).

При микроскопическом изучении руд оказывается, что браннерит чаще всего сравнивается с анкеритом. Граница сростания, очень прихотливо изогнутая, часто плавная; коррозия зерен на контакте отсутствует. Травление браннеритовых агрегатов свежесыгранной плавиковой кислотой или сплавом щелочи выявляет зернистое строение браннеритовых агрегатов.

Электронно-микроскопическое исследование темно-коричневых мономинеральных примазок браннерита показало характерную для метамиктных минералов картину: ромбовидные расположенные цепочкой кристаллиты (?) браннерита окружены полигонами метамиктного браннерита (целлюлозо-угольная реплика с протравленной HNO_3 поверхностью минерала — рис. 5.42).

В заключение отметим, что равномерная вкрапленность браннерита наблюдается среди метасоматитов существенно анкеритового состава. Среди пиритсодержащих метасоматитов происходило образование гнезд и ветвистых прожилков браннерита. Для кварцевых метасоматитов характерны прожилки выполнения.

В браннерите не встречаются реликты титансодержащих минералов. В то же время в бластомилонитах присутствуют ильменит, рутил, в процессе гидротермального изменения частично или полностью разрушенные. Вероятно, ранние щелочные гидротермальные растворы обогатились титаном, впоследствии принявшим участие в образовании браннерита. Собственно же урановые растворы не вызывают в большинстве случаев растворение первичных титансодержащих минералов: так, хорошо ограненные прямоугольники (в разрезе) рутила окаймляются поздним браннеритом без следов замещения.

Характернейшей особенностью рассматриваемых руд является повышенная их карбонатность. Уход углекислоты из растворов при понижении межпорового давления благоприятствовал отложению из концентрированных щелочных растворов урановой соли метатитановой кислоты, т. е. браннерита, а не окислов [117].

5.4. О ВКРАПЛЕННЫХ КОФФИНИТ-БРАННЕРИТОВЫХ РУДАХ

В рудах месторождения выделяются четыре минеральные ассоциации, сформировавшиеся последовательно в четыре стадии (рис. 5.43). К прерудной ассоциации отнесены установленная во вмещающих гнейсах и сланцах вкрапленность и метасоматические микропрожилки хлорита, гидромусковита, альбита, кварца и рутила. Рудная ассоциация представлена вкрапленностью, гнездообразными и прожилковидными скоплениями коффинита, браннерита, апатита, хлорита и реже альбита и кварца. Скопления этих минералов находятся в интенсивно дробленных породах и контролируются микротрещинами, проходящими обычно вдоль полос

Минерал	Стадия			
	доруд- ная	рудная	послерудная кварцевая	пост- рудная карбо- натная
Хлорит	■	■	■	■
Гидромусковит, серицит	■		■	■
Кварц	■		■	■
Альбит	■			
Рутил	■	■	■	
Апатит		■		
Коффинит		■		
Браннерит		■		
Твердый битум			■	
Пирит			■	■
Кальцит				■
Флюорит				■
Доломит				■
Сульфиды Cu, Pb, Zn				■

Рис. 5.43. Схема последовательности минералообразования

слюдopodobных минералов, реже среди кварц-полевошпатового агрегата вдоль границ отдельных зерен. При этом апатит замещает хлоритизированный биотит, гидромусковит и контактирующие с ними зерна плагиоклаза и кварца; за счет хлорита I, по-видимому, возникают мелкозернистые агрегаты хлорита II, выполняющего промежутки между зернами апатита; хлорит II развивается по плагиоклазам. Наиболее распространенный минерал рудной ассоциации — апатит — образует короткостолбчатые кристаллы размером от $0,05 \times 0,10$ до $0,10 \times 0,15$ мм, обычно имеющие светло-бурую зональную окраску благодаря включениям более позднего твердого битума. Количество апатита в рудных образцах колеблется от 3 до 55%, в среднем составляя 25%. Идиоморфные кристаллы коффинита и браннерита располагаются на границе зерен апатита, иногда внутри них (рис. 5.44); подобные кристаллы наблюдаются также среди хлорита II и изредка среди кварц-полевошпатового агрегата парагнейсов вблизи апатитовых скоплений. Отмечались редкие случаи цементирования зерен апатита коффинитом. Рассмотренные взаимоотношения коффинита и браннерита с апатитом и хлоритом II позволяют полагать, что урановые минералы образовались метасоматическим путем позже последних. Коффинит и браннерит находятся в соотношении 9 : 1.

Пострудная кварцевая ассоциация представлена вкрапленностью, метасоматическими прожилками и жилами выполнения. Вкрапленность кварца и пирита образует около нарушений ореолы шириной в несколько метров. Кварцевые жилы обычно локализованы в зонах самих нарушений и имеют среднюю мощность 1—5 см при длине несколько метров. Для жил типичны массивная, брекчиевая или полосчатая крустификационная текстуры, нередко с дрововыми пустотами. Светло-серый кварц вблизи рудных скоплений приобретает темно-бурую окраску. Пирит встречается в виде идиоморфных кубов или пентагондодекаэдров (размер — доли миллиметра в поперечнике); наблюдались каймы и тонкие (0,01 мм) прожилки пирита, покрывавшие и пересекавшие зерна коффинита. К рассматриваемой ассоциации, по-видимому, следует относить скопления твердых битумов. Они имеют неправильную или прожилковую форму и пространственно тяготеют к выделениям коффинита и браннерита. Последние обволакиваются и корродируются битумами. Возможно такая близость связана с радиационным воздействием урановых минералов, которое способствует полимеризации и осаждению битумов [52]. Битумы проникают в апатит, слюдopodobные минералы и полевые шпаты, окрашивая их в темно-бурый цвет. Отдельные скопления твердых битумов, размеры которых обычно составляют десятки доли миллиметра (в поперечнике), около рудных тел образуют ореолы «почернения». Это из-

менение захватывает рудовмещающую зону дробления, а также распространяется по гнейсоватости на 5—10 см, а иногда на 50 см в стороны. В отдельных случаях, когда зона дробления представлена несколькими параллельными ветвями, общая мощность почернения достигает первых метров. По простиранию ореолы почернения прослеживаются на расстояние 3—7 м от границы рудных тел. В небольших количествах в ореолах пострудной кварцевой ассоциации отмечается серицит. Он образует мелкошуйчатые каемки вокруг коффинита, апатита, пирита и дает срастания с битумом; серицит корродирует апатит и иногда пересекает пропитанные битумом зерна. Очевидно, серицит является одним из наиболее поздних минералов. Послерудная карбонатная ассоциация, развитая очень ограниченно, представлена жилами выполнения, сложенными кальцитом и доломитом с вкрапленностью халькопирита, сфалерита, галенита и пирита. Мощность жил колеблется от нескольких миллиметров до 2—3 см. Нередко карбонаты выполняют друзовые пустоты в кварцевых жилах.

Коффинит образует идиоморфные зерна призматического, квадратного или ромбовидного сечений размером 0,04—0,08 мм (рис. 5.45). Редко, например, при цементировании зерен апатита наблюдаются его ксеноморфные выделения. Коффинит имеет отражательную способность 9,8% (для $\lambda = 560$ нм); в воздухе внутренние рефлексии не заметны. При большом увеличении в иммерсии он обнаруживает наличие радужных бликов около микротрещин. В проходящем свете коффинит слабо просвечивает темно-зеленым цветом. В квадратных сечениях зерен иногда наблюдаются трещины, параллельные сторонам квадрата, напоминающие трещины усыхания. Подобные трещины отмечались и в зернах неправильной формы.

Коффинит обладает неоднородным строением, о чем свидетельствует неодинаковая отражательная способность в разных частях зерен. Иногда, особенно в квадратных сечениях, видно зональное расположение полос с различной отражательной способностью. Можно полагать, что это является следствием распада коффинита под влиянием радиоактивного излучения и превращением его в механическую смесь окислов урана и кремния. Этот процесс типичен для «старых» коффинитов, к каким относятся и рассматриваемые образцы (возраст варисский [39]). О наличии окислов урана свидетельствует присутствие линий настурана на рентгенограммах тяжелых фракций руд с зернами размером менее 0,063 мм. В коффините наблюдаются мелкие кубики галенита (рис. 5.45), возможно, являющегося радиогенным.

Результаты точечных анализов коффинита на микроанализаторе (без поправки на абсорбцию, флюоресценцию и атомный номер)

Химический состав урановых минералов

Минералы	Содержание, %					
	Уран	Кремний	Титан	Фосфор	Кальций	Прочие элементы
Коффинит	57,75*	$\frac{1,26-1,77^{**}}{1,41(5)}$	Ниже чувствительности	Не опр.	Не опр.	Fe—0,51; Al—0,12 Th, Zr—ниже чувствительности метода
	$\frac{56,90-63,73}{61,07(5)}$	$\frac{1,1-1,9}{1,44(12)}$	Не опр.	$\frac{0,4-0,9}{0,65(11)}$	$\frac{1,5-1,8}{1,66(4)}$	Fe—0,3; Zr—ниже чувствительности метода
	$\frac{48,90-59,94}{55,60(7)}$	$\frac{0,4-0,9}{0,61(18)}$	"	$\frac{0,9-1,9}{1,23(19)}$	$\frac{1,5-2,5}{1,82(16)}$	Fe—0,65; Zr—ниже чувствительности метода
Браннерит	$\frac{30,52-37,45}{33,02(3)}$	0,63	15,02	Не опр.	Не опр.	Fe—0—90; Th—ниже чувствительности метода
	$\frac{33,73-36,40}{34,97(3)}$	0,40	16,70	"	"	Fe—0,81; Th—ниже чувствительности метода
	30,80	Не опр.	Не опр.	"	"	

* Единичное определение.

** В числителе—крайние значения, в знаменателе—средние значения и число определений (в скобках).

приведены в табл. 5.1 (аналитик Л. С. Вацлавикова). Распределение урана и кремния равномерное (рис. 5.46). Коффиниты содержат кремния меньше теоретического количества. Известны образцы, содержащие лишь 3% кремния [50], однако в нашем случае его концентрация в минерале не превышает половины этого значения. По-видимому, дефицит компенсируется группой (ОН), а также фосфором, содержание которого обратно пропорционально содержанию кремния (сумма последних составляет около 2%).

Браннерит образует пластинчатые зерна и сростки размером от 0,05 до 0,1—0,3 мм (рис. 5.47). Отражательная способность составляет 13,2%, в воздухе хорошо видны темно-бурые рефлексy; минерал изотропен. Иногда браннерит с периферии замещен рутилом. Результаты исследования на микроанализаторе показали, что количества урана и титана отвечают известным данным (см. табл. 5.1), а распределение их равномерное.

Границы срастания браннерита с коффинитом обычно прямолинейны. Иногда наблюдаются «заливы» коффинита в браннерите, а также нарастание коффинита на головки пластинчатых кристаллов браннерита. По-видимому, часть коффинита образовалась позже браннерита.

Кроме коффинита и браннерита других гипогенных минералов урана и, в частности, обычных для гидротермальных месторождений окислов урана не обнаружено. Причины этого явления остаются неясными. Возможно, что рудообразование происходило в достаточно восстановительной обстановке, обусловленной присутствием во вмещающих породах углеродистых соединений (косвенным подтверждением является образование твердых битумов); такие условия благоприятны для возникновения коффинита, содержащего U^{4+} . С другой стороны, при метасоматозе более активно вовлекались в гидротермальный процесс компоненты вмещающих пород, в частности титан, что способствовало появлению браннерита.

ВЛИЯНИЕ СТРОЕНИЯ ЗЕРЕН, СТРУКТУР И ТЕКСТУР РУД НА ПРОЦЕССЫ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕРЕРАБОТКИ

6.1. ВЛИЯНИЕ СТРОЕНИЯ ИНДИВИДОВ НАСТУРАНА НА ПРОЦЕССЫ КАРБОНАТНОГО И КИСЛОТНОГО РАСТВОРЕНИЯ

Воздействие растворителя на полированную поверхность образцов настуран-коффинитовых руд позволяет визуально оценить влияние структурной и фазовой неоднородности индивидов настурана на скорость растворения, а также лучше представить механизм природного изменения. С другой стороны, растворитель вскрывает неоднородность сферолитов и сферокристаллических зерен настурана, выявляет участки с различной пористостью и окисленностью и тем самым помогает восстановить онтогенетические и парагенетические особенности первичных руд.

В опытах по обработке аншлифов настурана сернокислым раствором установлено, что в настуранах образуется ослабленный поверхностный слой, способствующий последующему растворению минерала. Физическое состояние минерала и его состав, характеризующие величиной микротвердости и отражения, параметром элементарной ячейки и кислородным коэффициентом ($O:U$), имеют при прочих равных условиях определяющее значение для растворения минерала [54].

При кислотном растворении вблизи карбонатных прожилков или включений кислота нейтрализуется и активность воздействия ее на настуран снижается. Возникают ложные эффекты травления, затрудняющие выделение в зернах настурана наиболее восстановленных (обычно слабо протравленных) и наиболее окисленных (интенсивно протравленных) участков.

Хорошую картину тонкого структурного травления сферолитов настурана¹ дает карбонатное выщелачивание, поскольку присутствующие в настуране карбонатные прожилки слабо взаимодействуют с растворителем и не вызывают побочных ложных эффектов². Карбонатному выщелачиванию подвергались образцы настурана,

¹ См. в этой книге разд. 1.2 и 1.4.

² О ложных эффектах при структурном травлении см. в работе [138].

характеристика которых приведена в работе [47], а также некоторые новые образцы¹.

Общие вопросы влияния состава и строения зерен минерала на обогащение рассматривали П. Рамдор [101], а структуры руд (срастаний минералов) урана — П. В. Прибытков [95]. В данном разделе освещаются лишь некоторые мало известные технологам особенности сложного процесса взаимодействия раствора и минералов урана, определенные преимущественно минератографически.

Известно [142], что большое влияние на свойства синтетической двуокиси урана оказывает история ее приготовления, сырье, способ получения и т. д. Несомненно велико влияние геологической истории образца на технологические свойства настурана и уранинита. Возраст минерала, определяющий интенсивность радиоактивного разложения, количество и форму нахождения радиоактивного свинца, геологические координаты, позволяющие оценить среду (вмещающие породы, их свойства и изменение) и воздействие природных процессов, например перекристаллизацию и метасоматоз, сопутствующие минералы, фазовая неоднородность, последовательность событий и т. д., — все это создает разнообразие свойств минеральных индивидов, в рассматриваемом случае — сферолитов настурана. Основные моменты геологической истории минерала фиксируются в деталях формы, строения и онтогении минеральных индивидов, в изученных примерах — в сферолитах настурана и агрегатных псевдоморфозах по коффиниту.

Рассмотрим фактор фазовой неоднородности окислов урана. Наиболее контрастно его влияние при воздействии растворителя на сростки сферолитового настурана и псевдоморфоз по коффиниту, содержащих дисперсные окислы урана. До растворения включения разложившегося коффинита в настуране (обр. Г-1) отчетливо гетерогенны: они содержат окисел урана с $a_0 = 5,40 \text{ \AA}$, дисперсные агрегаты которого в виде тонких полос приурочены к контактам между столбчатыми зернами коффинита. Настуран ($a_0 = 5,42 \text{ \AA}$) трещиноватый, по-видимому, за счет природного растворения кальцитовых прожилков. После воздействия содового раствора псевдоморфозы по коффиниту полностью исчезли вместе с дисперсным окислом урана. Несколько иную картину мы наблюдали в псевдоморфозах по коффиниту в образце КФ-5 (рис. 6.1). Здесь после обработки содовым раствором с озоном интенсивно

¹ Обработка карбонатными растворами проводилась Л. Н. Кузьминой. Температура раствора 80°C, концентрация соды 10 г/л. Время обработки 6 ч. Обработка велась по методу вращающегося диска [96]. Параметры элементарной ячейки настурана определены Н. Г. Назаренко.

растворился и настуран ($a_0=5,42 \text{ \AA}$) и коффинит вместе с дисперсным окислом урана ($a_0=5,39 \text{ \AA}$). Однако в псевдоморфозах по коффиниту выявились участки, не поддающиеся травлению; судя по внешним признакам, это регенерированный коффинит с разрушенной¹ в результате метамиктного распада кристаллической структурой.

Таблица 6.1

Изменение микротвердости настурана ($\kappa\Gamma/\text{мм}^2$) по мере удаления от прожилков карбонатов (нагрузка на индентор 50 Г)

Номер образца	H_1	H_2	H_3	H_4	Номер образца	H_1	H_2	H_3	H_4
6708	690	717	764	780	4725	400	645	717	730
	707	720	750	780		450	560	740	800
	700	734	760	780		470	560	630	720
						520	560	600	720

Сохранность кристаллической структуры коффинита имеет большое значение и для растворения настурана, так как коффинит во многих случаях интенсивно замещает настуран. Разложившийся коффинит способствует более интенсивному растворению настурана. На кислотное растворение особенно большое влияние оказывает интенсивность карбонатного метасоматоза настурана: чем гуще сеть карбонатных прожилков, тем выше удельная поверхность настурана, обнажаемая при переходе карбоната в раствор, и соответственно интенсивней растворение окислов урана. Дело в том, что поверхность зернистых прожилков при электронно-микроскопическом наблюдении оказывается весьма корродированной (рис. 6.2), хотя макроскопически они кажутся гладкими и блестящими.

Интенсивность кислотного растворения настурана, после того как карбонатные прожилки растворились, возрастает в тех случаях, когда вокруг прожилков имеются микрзоны изменения, определяемые визуально или путем измерения микротвердости.

Интервал значений микротвердости настурана, замеренной в одной плоскости шлифа, но на различном расстоянии от прожилков и включений других минералов, довольно велик. Так, у образца настурана 6708 была неоднократно замерена микротвердость около прожилков, выполненных агрегатом тонкозернистого кальцита, коффинита и сульфидов, на основании чего выделена при-

¹ Рентгенографически линии коффинита не установлены.

контактная зона пониженной микротвердости (табл. 6. 1). Расстояние между соседними отпечатками при замере микротвердости около прожилков бралось, как это рекомендуется [137], равным трем диагоналям отпечатка. Расстояние от центра отпечатка до края прожилка также равнялось трем диагоналям отпечатка. Замеры микротвердости проводились в четырех точках, расположенных на прямой, перпендикулярной к прожилку. В сферолитах настурана из образца 6708 начавшееся изменение фиксируется только снижением микротвердости, свидетельствующим о начавшемся диспергировании. Ширина ослабленной зоны 140—160 мкм. В сферолитах настурана из образца 4725 понижение микротвердости сопровождается уже и сильным понижением отражения. Здесь вдоль прожилков и ослабленных границ в сферолитах начинаются явления гидратации и окисления настурана.

Для кислотного растворения имеет значение расположение карбоната в сферокристаллах. При замещении карбонатом промежуточных зон (рис. 6.3) по мере растворения в осадке скапливаются сферические ядра и «скорлупа». При наличии радиальных прожилков (рис. 6.4) эта скорлупа распадается на мельчайшие сегменты. Замещение коффиинитом отдельных зон (рис. 6.5) в таких случаях мало изменит кинетику растворения. Растворение сферолитов при замещении настурана кальцитом по радиальным направлениям (рис. 6.6 и 6.7) может привести, особенно при наличии волокнистых реликтов (см. рис. 6.7), к образованию тонкой взвеси дисперсных частиц окислов урана, быстро достигающих при дальнейшем пленочном диспергировании размеров коллоидных частиц.

При взаимодействии с кислотой окислы урана не только разлагаются, но и окисляются. В отдельных случаях при обработке проб для рентгенографического анализа соляной кислотой (с целью удаления карбоната) параметр решетки окисла уменьшался (по трем измерениям)¹ с 5,39 до 5,34 Å.

Воздействие карбонатных растворов на настуран более «мягкое» (рис. 6.8), но различные топохимические реакции вызывают при этом появление нерастворимых пленок. Зарождение одной из таких пленок — образование светлых «островков» — можно видеть на рис. 6.8,б. Реакционные пленки на поверхности аншлифов после обработки некоторых настуранов содовыми растворами возникают (возможно, эпитаксиально) на определенных зернах окислов урана. Они часто образуют декорирующие структуры, что подчеркивает зональное и радиальноволоконистое строение корки. Избирательное образование реакционных пленок на поверхности аншлифа

¹ Образцы В. Е. Бойцова, аналитик Е. Н. Завьялов.

в пределах отдельных зон сферолита настурана, а часто селективно на поверхности лишь отдельных зерен сферолито-зернистого агрегата дает возможность уточнить картину неоднородности настуранов.

Микродифракция частиц пленки, оторванной с обработанной поверхности целлюлозно-угольной репликой, показала, что частицы принадлежат ромбическим уранатам свинца, англезиту, настурану и другим, точно не установленным соединениям¹.

Растворению предшествует изменение (окисление и гидратация, диспергирование) настурана. Изменение окислов урана предшествует также метасоматическому замещению настурана другими минералами и сопровождает его. Общие принципы метасоматоза, разработанные Г. Л. Поспеловым [94], естественно, применимы не только к породам, но и к отдельным минералам и особенно ярко иллюстрируются на таких сложных (и обычно гетерогенных) минералах, как настуран.

Растворение — менее «парадоксальный» процесс, если сравнивать его с метасоматическим вытеснением; изменение минерала занимает в этом плане промежуточное положение. Так, «структурная чувствительность» — характерный признак растворения — не может быть противопоставлен «структурной независимости». Структурная независимость при метасоматозе проявляется для одних минералов лишь в ультрамикроскопических масштабах (см. рис. 6.8, а), в то время как она обычна для других минералов (например, сульфидов). Избирательность весьма характерна для растворения, а «всерастворимость» — явление для рудных жил редкое и специфическое. При растворении могут быть только четкие границы реликтов, а промежуточные пленки (окисления, выпадения осадков и др.), возникающие на настуране, отражают лишь кинетические явления. При метасоматозе можно видеть не только резкие границы замещенных участков (см. рис. 6.4 и 6.5) в сферолитах настурана, но также расплывчатые границы, особенно при изменении (рис. 6.9).

В сферолитах настурана особенно интересны резкие границы участков изменения, идущие вдоль тончайших прожилков. Резкими границами нередко ограничены участки вуалевых и антивуалевых структур в сферолитовых настурановых рудах.

Отдельные сферолиты разбиты на системы полигональных участков, ограниченных, в основном, карбонатными прожилками. Одни из таких участков растворяются более интенсивно — это «блоки» (по терминологии Г. А. Поспелова [93]), другие — слабее, третьи — «антиблоки» — совсем не растворяются. По отноше-

¹ См. в этой книге разд. 1.4.

нию к растворимым и нерастворимым блокам и антиблокам прожилки играют роль экранирующих структур. Признаки избирательного растворения отдельных участков сферолитового агрегата или отдельных обособленных сферолитов настурана в микромасштабе очень сходны с признаками так называемого гидротермального промачивания горных пород при метасоматозе [93].

Зоны локального изменения («увлажнения» и «намокания»), проявляющегося с различной интенсивностью в зависимости от пористости, размеров капилляров и других физико-химических параметров, обнаруживаются уже при действии слабых содовых растворов. В сферолитах области однородной пористости (равной концентрации пор) располагаются по концентрикам, что приводит к ритмическому строению сферолитов. Зоны, характеризующиеся более интенсивной пористостью, обилием тонкодисперсных включений галенита, карбонатов и коффинита, располагаются в основных ритмах. Но можно встретить и более сложную ритмичность (см. рис. 6.8).

Картина усложняется в результате неоднократных воздействий на настуран природных процессов изменения; реликтовые зоны претерпевают ряд превращений (например, настуран $\rightleftharpoons$ коффинит) и обрастают регенерированным настураном (рис. 6.10)¹ и т. д. Прожилки карбоната в сферолитах часто не соответствуют ни радиальным, ни концентрическим элементам и пересекают сферолиты настурана в различных направлениях. Области смачивания, экранируемые трещинами и прожилками, имеют поэтому различную форму, в одних образцах — геометрически правильную (рис. 6.11), с резкими границами, окаймляющими блоки намокания и разделяющими антиблоки, в других — неправильную, контролируемую диффузионными процессами по капиллярам и трещинам. В результате процессов околотрещинного экранирования происходит различная проработка отдельных блоков. В блоке настуран более изменен, содержит повышенное количество включений галенита и микродефектов, увеличивается пористость, число микродефектов, расширяются трещины усадки. В блоках, более легко поддающихся растворению, микротвердость падает от $H_0=800$ кг/мм² до $H_1=700$ кг/мм². В неизменяющихся антиблоках микротвердость практически не меняется: $H_0=900\div 850$ кг/мм², $H_1=850\div 880$ кг/мм². Колебание начальной микротвердости в сферокристаллах настурана можно также объяснить влиянием экранирующих трещин на первоначально различную природную проработку тех или иных участков в них. Действию содовых растворителей подвергаются в первую очередь «области увлажнения»,

¹ Этот пример детально разобран в работе [51].

**Микротвердость различных участков сферолитов настурана до и после
50 Г, для образца Г-1 3—5 точек**

Место замера	Октаэдрическая поверхность								
	Г-1			В-133			В-233		
	H_0	H_1	H_2	H_0	H_1	H_2	H_0	H_1	H_2
Центр	960 870	890 750	615 580	750	750	450	1200 1069	1220 1060	1000—900
Промежуточная зона	760	680	570	500	450	250			
Внешняя зона	680	450	300	580	560	380	980	970	800

Примечание. H_0 — микротвердость до растворения; H_1 — микротвердость после раствора

возникшие вокруг проводящих трещин (по терминологии Г. Л. Поспелова [93], «подвешенные» влажные участки). Участки настуранов находятся в разном фазовом состоянии, и границами между ними будут границы участков различного намощения.

В более легко растворяющихся блоках сферолитов наблюдается повышенное количество макро- и микродефектов, представляющих собой радиальные и концентрические трещины усадки, включения других минералов, однако основная роль в локализации областей изменения принадлежит порам, возникающим в процессе фазовых превращений и играющих исключительно важную роль в топохимии диффузионных процессов [27, 28].

Радиальные каналы и микротрещины возникают вдоль группы кристаллических волокон, образующих микроблоки в менее уплотненных зонах сферолитов настурана, и обрываются в более плотных зонах, которые имеют иную ориентировку волокон или содержат сферолиты поздних зарождений. При растворении менее плотные зоны с радиальными трещинами протравливаются более интенсивно. В плохо протравленных зонах возникают иные дефекты — точечные. Разница в конфигурации макродефектов, возникающих при фазовых переходах в тех или иных зонах сферолитов настурана, нередко зависит от ориентировки волокон. Непротравленные зоны — зоны выхода торцов волокон, протравленные — зоны выхода ребер.

В дальнейшем разрушение зон выхода торцов идет быстрее, хотя они и менее протравлены, так как в них начинает преобладать другой фактор — влияние границ между зернами (в рассматриваемом случае границ между торцами пучков волокон), играющих роль грубых макродефектов. В целом образцы, в которых припо-

Таблица 6.2

растворения в содовых растворах, $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$ (прибор ПМТ-3, нагрузка замера, для остальных — 10)

Насть			Кубическая поверхность		
ОВМ			СРД		
H_0	H_1	H_2	H_0	H_1	Примечание
660—700 600	600 430	400 210	650	250	
650—700 600	660—600 430	360 200	520—600	260—400	Зона с пониженным R и с дефектами
550	490—540	200	700	650—500	Оторочка уранинита

ния без окислителя; H_2 — микротвердость после растворения с окислителем.

лирована поверхность волокон сферокристалла настурана поперечного сечения, растворяются в пять раз интенсивнее, чем аншлиф с приполированным продольным сечением волокон.

На интенсивность растворения особенно большую роль оказывают грубые макродефекты, выходящие на поверхности сферолитов настурана. Роль таких макродефектов выполняют не только практически одномерные межзеренные границы между кристаллическими волокнами, но прежде всего двумерные границы между сферокристаллическими пучками и сферолитами, т. е. индукционные поверхности между кристаллическими зернами различных порядков. Безусловно, протяженность таких границ и число грубых макродефектов гораздо больше на поперечном сечении сферокристаллических пучков настурана. Границы зерен рассматриваются [21] как дефекты, по которым идет быстрее диффузия. При большой концентрации дефектов (протяженности границ) скорость диффузии будет увеличиваться пропорционально их числу.

Влияние кристаллографической ориентировки волокон сферокристаллов настурана на растворение оценить очень трудно, так как основную роль здесь играет концентрация дефектов, протяженность границ в срезе. В связи с этим не ясно, протравливается ли, например, торцовый срез благодаря тому, что сечение среза параллельно плоскости куба (100), или травится благодаря большой концентрации дефектов вдоль границ¹.

¹ По аналогии с тем, что в кристаллах синтетической UO_2 плоскость, параллельная кубу, травится более интенсивно, чем плоскость, параллельная октаэдру, (см. также разд. 1.2 в данной книге).

В срезах небольших сферолитов, захватывающих ядра и проходящих вблизи центра, ориентировка волокон будет соответственно меняться. В ядре выходят торцы волокон, затем срез становится все более пологим; во внешней зоне срез проходит субпараллельно волокнам. Микротвердость в различных частях сферолитов явно зависит от ориентировки волокон (табл. 6.2). В типичных сферокристаллах настурана из карбонатных жил торцы заканчиваются октаэдрическими плоскостями и сферолиты в целом имеют как бы октаэдрическую поверхность, в метасоматических сферокристаллах — кубическими. Соответственно меняется микротвердость и, по-видимому, другие физические свойства.

Зональные колебания твердости и других свойств, влияющих на кинетику растворения сферолитов, могут быть связаны с ориентировкой среза по отношению к волокнам, но во многих случаях они обусловлены степенью изменения (окисления и восстановления) окислов урана в сферолитах. Вопрос этот не изучен с необходимой детальностью, число анализированных сферолитов невелико, и многие вопросы еще ждут своего окончательного решения.

6.2. КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ УРАНОВЫХ РУД ПО ТЕХНОЛОГИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ И ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ТЕКСТУР И СТРУКТУР РУД НА ПРОЦЕССЫ ПЕРЕРАБОТКИ

Руды урановых месторождений различных генетических типов отличаются большим разнообразием вещественного состава, поэтому классификация их по технологическим признакам приобретает большое практическое значение для промышленности.

Основными геолого-минералогическими признаками, определяющими технологию переработки руд, являются¹:

- 1) размеры, морфология рудных тел и закономерности распределения в них урана;
- 2) минеральные формы урана и свойства основных групп урановых и урансодержащих минералов;
- 3) минеральный и химический состав горнорудной массы;
- 4) содержание урана в промышленных рудах;
- 5) наличие других элементов, имеющих промышленное значение, и их минеральные формы;
- 6) текстуры и структуры урановых руд.

По указанным признакам промышленные урановые руды подразделяются на типы, разновидности и сорта [95]. В настоящей

¹ Горнотехнические факторы в работе не рассматриваются.

работе рассматриваются текстуры и структуры руд и их влияние на технологию переработки сырья.

Форма, размеры рудных тел и распределение в них урана. По совокупности морфологических признаков на урановых месторождениях выделяют пластообразные, столбообразные, жиллообразные, линзообразные, гнездообразные и неправильной формы рудные тела. Размеры их как по протяженности, так и по мощности колеблются от единицы до сотен и тысяч метров [121—123]. Переходы от рудных тел к вмещающим породам постепенные и резкие. Контакты рудных тел могут быть извилистыми и прямыми.

По степени изменчивости содержания урана в рудных телах оруденение может быть неравномерным, весьма и крайне неравномерным и реже равномерным.

При отработке рудных тел, различных по мощности, с четкими и нечеткими контактами роль вмещающих пород и жильного выполнения в составе руд будет неодинаковой. Так, на гидротермальных месторождениях с жиллообразными телами большой мощности и четкими контактами минеральный и химический состав руд определяется в основном жильным выполнением. На месторождениях с рудными телами небольшой мощности или сложными контактами боковые породы играют главную роль в составе руд.

Мощность рудных тел, их контакты с боковыми горными породами, прерывистость и неравномерность оруденения определяют степень контрастности руд и возможность применения к ним радиометрических методов обогащения.

Минеральные формы урана, физические и химические свойства основных групп урановых и урансодержащих минералов. Классификация урановых руд по составу урановых и урансодержащих минералов, их физико-химическим свойствам, определяющим поведение минералов в процессах обогащения и гидрометаллургической переработки (дробление, растворимость в минеральных кислотах и содовых растворах в естественном состоянии, после обжига и т. д.), приведена в табл. 6.3. Руды, содержащие эндогенные минералы, обычно обогащаются радиометрическими, гравитационными и другими методами, однако выщелачивание из них урана во многих случаях, особенно при переработке урансодержащих минералов, требует применения высококонцентрированных кислот и окислителей из-за присутствия в этих минералах четырехвалентного урана. Руды, содержащие экзогенные минералы, поддаются обогащению значительно хуже, но уран из них можно извлекать слабыми растворами кислот и соды (урансодержащие фосфаты кальция требуют более жестких условий для полного их разложения).

Классификация руд по характеру урановой минерализации

Группы руд	Типы руд по урановой минерализации	Основные минералы	Возможные методы обогащения	Возможные методы гидрометаллургической переработки	Примечание
Эндеогенные (первичные руды)	Настурановые	Настуран	А, Б	Е, Д*, З	—
	Коффинитовые	Коффинит	А	Е, И	—
	Уранинитовые	Уранинит	А, Б	Е, Ж*	—
	Браннеритовые	Браннерит	А, Б	Ж, Е, И	—
	Руды с урансодержащими минералами титана, циркония, ниобия, тантала, тория и редких земель	Монацит, давидит, цирконит, бетафит, эвксенит, фергусонит	Б, В	Ж, И	Перед гидрометаллургической переработкой требуют обжига, сплавления
Экзогенные (вторичные руды)	Настурановые	Настуран	А	Д*, Е	—
	Коффинитовые	Коффинит	А	Е, И	—
	Черные	Урановые черны	А	Д, Е	—
	Гидроокисные	Простые и сложные гидрокислы урана	А, Б	Д*, Е	—
	Уранофан-казолитовые	Уранофан, бетауранотил, казолит, солдит и др.	А	Д, Е	—
	Отенит-торбернитовые	Отенит, торбернит, ураноцирцит, метаторбернит	А, В	Д, Е	—
	Ураноспиннит-цейне ритовые	Ураноспиннит, цейнерит, метатейнерит	А, В	Д, Е	—

Группы руд	Типы руд по урановой минерализации	Основные минералы	Возможные методы механического обогащения	Возможные гидрометаллургические переработки	Примечание
Экзогенные (вторичные руды)	Карнотит-тюльминитовые	Карнотит, тюльминит	А	Д, Е	Перед гидрометаллургической переработкой требуется обжиг, сплавления
	Парсонситовые	Парсонсит	А	Д, Е	
Смешанные руды	С неустойчивой формой урановой минерализации	Фосфаты кальция, органические соединения, глинистые минералы, гидроксиды железа и марганца и др.	А, Б	Е, Ж	Перед гидрометаллургической переработкой требуется обжиг
	Настуран-коффинитовые	—	А, Б	Е, И	—
	Настуран-черниевые	—	А, Б	Е, З	—
	Настуран-гидроокисные	—	А, Б	Е	—
	Настуран-уранофан-казолитовые	Эндотенные и экзогенные урановые минералы	А	Д*, Е	—
	Настуран-карнотит-тюльминитовые	—	А	Д*, Е	Перед гидрометаллургической переработкой требуется обжиг, сплавления

Примечание: А — радиометрическое обогащение; Б — гравитационное обогащение; В — флотационное обогащение; Г — многостадийная классификация на гидроциклонах; Д — карботатное выщелачивание; Е — выщелачивание разбавленными кислотами; Ж — выщелачивание крепкими кислотами; З — кислотное выщелачивание с применением окислителей; И — автоклавное карботатное выщелачивание; К — автоклавное выщелачивание с применением кислот; * — применяется редко.

Минеральный и химический состав горнорудной массы и ее физическое состояние. При выборе метода переработки руд во многих случаях решающее значение имеют физические и химические свойства минералов горных пород и жильного выполнения, так как именно эти минералы определяют состав и общий расход реагентов при гидрометаллургической переработке. Наибольшее влияние на процессы переработки руд оказывают карбонаты, сульфиды, фосфаты, окислы железа, органическое вещество и алюмосиликаты. По этим признакам среди первичных и смешанных руд по составу горнорудной массы могут быть выделены несколько типов (табл. 6.4).

Силикатные и сульфидные руды перерабатываются главным образом методами кислотного выщелачивания. Руды с большим и средним содержанием карбонатов, но с невысоким содержанием урана и органических веществ обычно выщелачиваются содовыми растворами. Руды с малым и средним содержанием карбонатов и с высоким содержанием урана в некоторых случаях экономически допустимо перерабатывать методами кислотного выщелачивания. Из фосфатных руд уран извлекается попутно при кислотной переработке их на фосфатное удобрение. При переработке железисто-окисных и каустобиолитовых руд в некоторых случаях требуется применение ряда специфических приемов (обжиг, плавка и т. д.).

Наличие в руде сопутствующих полезных компонентов. Наряду с собственно урановыми месторождениями имеются комплексные месторождения, руды которых содержат кроме урана другие полезные компоненты. При оценке таких месторождений промышленные минимумы как для урана, так и для сопутствующих компонентов могут быть снижены до экономически допустимых пределов. Так, на месторождениях Витватерсранда, где уран извлекается попутно с золотом, перерабатываются руды, содержащие 0,01—0,03% U_3O_8 ; извлечение урана из фосфоритов Флориды производится при содержаниях в них 0,01—0,02% U_3O_8 .

По содержанию в урановых рудах других компонентов, представляющих практический интерес, выделяют руды: золото-урановые, уран-молибденовые, уран-полиметаллические, уран-фосфатные, уран-ванадиевые и др.

В зависимости от формы сонахождения урана с другими полезными компонентами можно выделить руды, в которых:

- 1) уран и другие полезные компоненты входят в состав собственно урановых минералов (карнотит — ванадий, уран);
- 2) уран входит в состав урансодержащих минералов, имеющих промышленное значение по другим компонентам (монацит — редкие земли, торий, уран; фергюсонит — тантал, ниобий, редкие земли, уран и др.);

Классификация урановых руд по минеральному и химическому составу горнорудной массы (условные обозначения см. в примечании к табл. 6.3)¹

Типы руд	Разновидности руд	Содержание компонентов, определяющих тип руды	Возможные методы механического обогащения	Возможные методы гидрометаллургической переработки	Примечание
Силикатные и алюмосиликатные	Преимущественно представлены изверженными и метаморфическими породами	Более 95% силикатных и алюмосиликатных минералов	Г*	Д*, Е, И	—
	Преимущественно представлены песками и слабо сцементированными песчаниками			Е, И	—
	Преимущественно представлены глинами и песчанистыми глинами	Более 50—75% глинистых минералов	Г	Е	—
Карбонатные	С малым содержанием карбонатов	6—12% карбонатов	—	Д, Е, З	—
	Со средним содержанием карбонатов	12—25% карбонатов	В	Д, Е*, З	—
	С большим содержанием карбонатов	Более 25% карбонатов	В	Д, З	—
Сульфидные	С малым содержанием сульфидов	2—8% сульфидов	В, В	Е, И	—
	Со средним содержанием сульфидов	8—20% сульфидов	В, В, Г	Е, И	—
	С большим содержанием сульфидов	Более 20% сульфидов	В, В	Е	—

Типы руд	Раановидности руд	Содержание компонентов, определяющих тип руды	Возможные методы механического обогащения	Возможные методы гидрометаллургической переработки	Примечание
Железо-окисные	—	Промышленные железные руды		Е	Перед гидрометаллургической переработкой требуют предварительного обжига, сплавления, плавки
	С малым содержанием фосфатов	3—10% P_2O_5	Б, В	Е	—
	Со средним содержанием фосфатов	10—20% P_2O_5	Б, В	Е, Ж	—
	С большим содержанием фосфатов	Более 20% P_2O_5	Б, В	Е, Ж	—
Каустобиолитовые	Ураноносные угли и твердые битумы	—	В	Е	Перед гидрометаллургической переработкой требуют предварительного обжига
	Углистые и битуминозные сланцы, песчаники и другие породы	—	В, Г	Д, Е	То же

*В таблице показаны методы переработки, применение которых обусловлено составом рудовмещающих пород и жильного выполнения.

3) уран входит в состав породообразующих минералов, а основные компоненты последних имеют промышленное значение (фосфаты кальция — фосфор, уран; урансодержащие угли и др.);

4) уран и другие полезные компоненты встречаются раздельно в разных минералах (золото-урановые руды и др.).

В первых трех группах разделение полезных компонентов при переработке возможно только химическими методами. В рудах четвертой группы урановые минералы и минералы других компонентов могут быть разделены на отдельные продукты механическими методами обогащения (до или после гидрометаллургической переработки).

Влияние текстур и структур руд на процессы переработки. Выбор метода переработки урановых руд во многих случаях обусловливается особенностями их строения. Из текстурно-структурных признаков важное значение для технологии переработки руд имеют следующие:

1) частота (густота) включений минеральных агрегатов в горной породе;

2) границы агрегатов минералов (ровные, гладкие, извилистые, округлые, зубчатые, сложно-заливчатые и т. д.);

3) формы рудообразующих минералов (изометрические, неправильные, пластинчатые, игольчатые, брусковидные, волокнистые, шаровидные, почковидные и др.);

4) размеры зерен минералов и их агрегатов;

5) соотношение крупности зерен (равномернозернистые, неравномернозернистые);

6) количественное соотношение и сочетание главнейших рудообразующих и породообразующих минералов;

7) физическое состояние и химический состав рудообразующих минералов и их агрегатов.

Перечисленные признаки текстур и структур урановых руд отмечаются в рудных телах всех генетических типов месторождений, поэтому ниже приводится лишь их общая характеристика для всех разновидностей руд. Урановые минералы образуют отдельные вкрапленники, прожилки, гнезда, скопления, которые разбросаны в рудах с различной частотой (густотой) рассеяния. В связи с этим содержание урана в различных точках рудных тел, а также в штуфах отбитой горнорудной массы колеблется в широких пределах (от нуля до десятка процентов). Наиболее резкие переходы от участков с высоким содержанием урана к безрудным наблюдаются в рудах гидротермальных и пегматитовых месторождений. В осадочных месторождениях переходы от руды к безрудным участкам постепенные.

В. А. Глазковский и В. В. Доливо-Добровольский [29, 30] вы-

деляют шесть видов включений: единичные, весьма редкие, редкие, частые, густые, весьма густые, сплошные. В урановых рудах встречаются руды с единичными, редкими и частыми включениями, реже густыми и сплошными. Руды высокой контрастности характеризуются единичными, редкими, иногда густыми включениями.

Таблица 6.5

Классификация урановых руд по размерам агрегатов и зерен урановых и урансодержащих минералов*

Характеристика руд по величине агрегатов и зерен	Преобладающие размеры, мм	Средние размеры, мм	Методы переработки
Крупнозернистые	25—300	162	Радиометрическая сортировка
Среднезернистые	3—25	14	Радиометрическая сортировка, отсадка
Мелкозернистые	0,1—3	1,5	Отсадка, разделение в тяжелых суспензиях, концентрация на столах, радиометрическая сортировка, гидрометаллургическая переработка
Тонкозернистые	0,015—0,1	0,057	Флотация (редко), радиометрическая сортировка, гидрометаллургическая переработка
Эмульсионные, субмикроскопические	0,001—0,015	0,008	Разделение на продукты, содержащие и не содержащие уран, многостадийная классификация на гидrocиклонах, радиометрическая сортировка по сортам, непосредственная гидрометаллургическая переработка
Коллоидно-дисперсные	0,001	—	То же

* За основу принята классификация В. А. Глазковского и В. В. Доливо-Добровольского [29, 30].

Границы срастания минералов и их агрегатов весьма разнообразны. В одних случаях урановые минералы и их агрегаты выполняют все пустоты в горных породах или жильной массе, окаймляют иные минералы, заполняют трещины, создавая сложнoизвилистые границы, в других — образуют ровные, прямые или округлые линии. Для урановых минералов и их агрегатов характерны сложнoизвилистые границы с заливчиками и зубуринами. Выделить более или менее чистые минералы при измельчении руд почти не удается. Освобождение урановых минералов от других осложняется еще и тем, что крупные и мелкие агрегаты почти всегда сопровождаются весьма тонкими, субмикроскопическими и дисперсными выделениями. Соотношение крупных и субмикроскопических выделений минералов различно. Так, в гидротермальных месторождениях, в которых рудные тела образовались путем выполнения

Текстуры урановых руд и их распространённость

Группа текстур*	Краткая характеристика групп	Виды текстур	Распространённость текстур**					
			в откры- тых поло- стях	Метасоматические	Осадочные место- рождения	Осадочно-метамор- фические	Зоны окисления	Пегматиты
I(I)	Урановые минералы распределены в рудных и нерудных минералах в виде равномерной и неравномерной, густой и редкой вкрапленности	Вкрапленная	Р	ВР	ВР	ВР	ВР	Р
		Вкрапленно-сферолитовая	Р	Р				
		Пятнистая (гнездовая)	Р	Р	Р	Р	Р	СР
II(II)		Массивная	ВР	Р	СР	СР	Р	СР
III(VI)	Урановые минералы (насыщенное) распределение урановых минералов. Другие минералы почти отсутствуют	Прожилковая (пересечения)	ВР	Р	Р	Р	Р	СР
IV(III)	Чередование полос минеральных агрегатов с примерно параллельными плоскостями ограничения различной мощности	Полосчатая и слоистая	ВР	Р	ВР	Р	Р	
V(IV)	Сферолитовые и уплотненные агрегаты, где обломки минералов окаймлены урановыми минералами	Кокардовая	Р	Р			СР	

Группа текстур*	Краткая характеристика групп	Виды текстур	Распространенность текстур**					
			Гидротермальные месторождения		Осадочные месторождения	Осадочные метаморфические	Зоны окисления	Пегматиты
			в открытых породах	метасоматические				
VI(V)	Колломорфные выделения урановых минералов, часто с корковым и концентрически зональным строением	Почковидная	ВР	Р	СР	СР		
		Концентрически-скорлуповатая	ВР	Р				СР
VII(VI)	Агрегаты рудных или нерудных минералов пересечены густой сетью прожилков урановых минералов	Сетчатая	Р	Р	СР	СР	Р	
		Петельчатая	Р	Р	СР	СР	Р	
VIII (VI)	В рудной массе цементом являются урановые минералы или обломки собственно урановых минералов, сцементированные выделившимися позже минералами	Цементная	Р	СР	Р	Р	СР	
		Брекчиевая	Р	СР		СР	Р	
IX(IX)	Другие виды текстур	Корковая	Р	Р			ВР	
		Землистая (по-рошковатая)		СР	ВР	Р	ВР	
		Чешуйчатая					Р	
		Друзовая					Р	

* В скобках указаны группы по атласу структур и текстур руд 1954 г. (ВСЕГЕИ).
 ** Структуры: ВР—весьма распространенные, Р—распространенные, СР—слабо распространенные.

открытых полостей, часто встречаются весьма крупные, средние и мелкозернистые выделения с небольшим количеством тонкодисперсных зерен. На гидротермально-метасоматических и осадочных месторождениях преобладают руды с мелкими, тонкими и дисперсными выделениями часто с каемками тонкодисперсных (табл. 6.5).

Большое значение при оценке свойств руды имеют формы выделений, физическое состояние, химический состав и сочетания урановых минералов с породообразующими и рудными минералами.

Оценка влияния отдельных текстур руд на технологические процессы дана ниже согласно схеме, приведенной в табл. 6.6¹.

1. Вкрапленная и вкрапленно-сферолитовая текстуры широко распространены в рудах всех генетических типов месторождений. Зерна урановых минералов или их агрегаты рассеяны среди вмещающих пород и жильных минералов в виде густой или редкой, равномерной или неравномерной вкрапленности (см. рис. 5.29).

Размеры отдельных вкрапленников от 0,01 до 3,10 мм. Руды с крупной, средней и мелкой вкрапленностью (рассеянной или густой) обычно являются контрастными (гидротермальные месторождения) и успешно подвергаются радиометрическому и гравитационному обогащению. Руды с дисперсной вкрапленностью отличаются неопределенностью границ минеральных образований и часто бедны ураном. Такой характер выделения урановых минералов делает невозможным применение к ним методов механического обогащения. Поэтому они в большинстве случаев перерабатываются непосредственно гидрометаллургическими методами.

2. Массивная текстура наибольшее распространение имеет в рудах гидротермальных месторождений. Агрегаты настурана и других урановых минералов целиком выполняют открытые полости или метасоматически замещают другие, ранее выделившиеся минералы. Мощность таких выделений достигает 3—5 см и более. Массивные руды хорошо выделяются при селективной отработке рудных жил, ручной рудоразборке и благоприятны для радиометрического и гравитационного обогащения.

3. Прожилковая текстура (рис. 6.12) характерна для настурановой, черниевой и гидроокисносиликатной урановой минерализации гидротермальных месторождений. Вмещающие породы или жильные минералы разбиты рядом параллельных, близко параллельных или секущих трещин, выполненных урановыми минералами. Мощность и протяженность обособленных выделений урановых минералов колеблется в широких пределах (от долей миллиметра до десятков сантиметров). Прожилки образуются как сплошными,

¹ В основу схемы распространения текстур руд, согласно А. Г. Бетехтину [8—10], С. И. Талдыкину и др. [124], положены генетические и морфологические признаки.

так и густовкрапленными выделениями урановых минералов. Прожилковые руды с крупными и средними размерами зерен благоприятны для обогащения, так как при дроблении урановые минералы сравнительно легко отделяются от вмещающих пород, жильных и рудных минералов даже при грубом измельчении.

4. Полосчатая текстура имеет широкое распространение в месторождениях гидротермального и осадочного происхождения. Руды характеризуются параллельно-полосчатым и симметрично-полосчатым выделением урановых минералов в результате выполнения трещин или последовательного отложения минеральных агрегатов на стенках открытых полостей. На некоторых месторождениях полосчатые текстуры образовались в результате избирательного метасоматоза минералов вмещающих пород (в железных рудах) или при ритмическом осаждении урановых минералов в осадочных месторождениях (слоистые текстуры углей, песчано-глинистых и других пород). Послойные выделения урановых минералов могут быть сплошными или прерывисто-вкрапленными (см. рис. 5. 4 и 5. 5). Руды с полосчатой текстурой и крупными зернами минералов при обогащении ведут себя аналогично рудам с прожилковой текстурой. По-иному ведут себя руды с вкрапленно-полосчатой текстурой, так как урановые минералы часто невозможно отделить от вмещающих пород с помощью дробления и гравитации из-за их мелкой рассеянности и нечеткости границ выделений. В таких случаях руды перерабатываются непосредственно гидрометаллургическими методами.

5. Кокардовая текстура характерна для гидротермальных месторождений. Настуран обрастает обломки пород и минералов.

6. Концентрически-скорлуповатая текстура характерна для настурановых руд гидротермальных месторождений. Отдельные почки настурана имеют радиально-лучистое и зональное (скорлуповатое) строение, подчеркиваемое концентрическими трещинами, выполненными карбонатами или сульфидами (см. рис. 3.7, 6.3 и 6.13).

7. Почковидная текстура (разновидность концентрически-скорлуповатой) имеет широкое распространение в настурановых рудах гидротермальных месторождений. Настуран образует агрегаты почек с округлой блестящей поверхностью, причем округло-бугорчатая поверхность обращена к центру пустоты. Строение почек концентрически скорлуповатое и радиальнолучистое. Размеры почек — от долей миллиметра до десятка сантиметров (рис. 6.14). В технологических процессах крупные почки ведут себя аналогично массивным рудам, а мелкие — вкрапленным рудам.

8. Пятнистая (гнездовая) текстура отличается от вкрапленных текстур более крупными размерами агрегатов. Урановые минералы образуют обособленные выделения неправильной формы, часто

крупных размеров. Агрегаты могут быть как мономинеральными, так и с большим количеством включений неурановых минералов (рис. 6.15). Пятнистые руды отличаются высокой контрастностью. Относительно крупные выделения урановых минералов хорошо отделяются при дроблении и ручной сортировке. Пятнистые текстуры с большим количеством примесей пород и неурановых минералов для обогащения неблагоприятны.

9. Сетчатая и петельчатая текстуры наблюдаются в зонах дробления пород. Агрегаты зерен урановых минералов выполняют системы часто пересекающихся трещин (сетчатые) и с закруглениями (петельчатые). В связи с небольшими размерами полос и частым их пересечением в породах урановые минералы трудно отделяются от вмещающих пород и других минералов, поэтому плохо или совсем не поддаются радиометрическим и гравитационным методам обогащения.

10. Брекчиевая текстура распространена в рудах гидротермальных месторождений. Крупные или мелкие обломки агрегатов урановых минералов сцементированы другими, более поздними рудными или жильными минералами. При этом в отличие от сетчатых и петельчатых текстур в собственно в брекчиевых обломки минералов обычно выведены из первоначального положения и несколько перемещены (рис. 6.16). Руды с брекчиевой текстурой поддаются обычным методам обогащения при крупных обломках урановых минералов. Мелкие обломки в брекчиевых рудах ведут себя при обогащении аналогично тонковкрапленным рудам.

11. Цементная текстура развита в зонах дробления гидротермальных месторождений, а также при замещении настураном или другими урановыми минералами карбонатного или глинистого цемента в песчаниках. Настуран в цементе не образует сплошных выделений, а развит в виде ветвящихся неправильных, прерывистых стяжений и мелких почек краевых каемок, а также шнуровидных, петельчатых выделений между зернами других минералов (рис. 6.17, 6.18 и 6.19). Поведение руд с цементной текстурой и тонковкрапленных руд при обогащении сходно.

12. Корковая текстура имеет широкое распространение в рудах зоны окисления. Настуран или уранинит под влиянием процессов выветривания постепенно изменяется от периферии к центру и переходит в другие минералы. При этом в слабоизмененных разновидностях верхняя корка представлена агрегатом гидронастурана или гидроокислов. В сильноизмененных образуется несколько корок: в центре — настуран, далее гидроокислы и верхняя корка — силикаты урана. Корковая текстура встречается также в первичных комплексных рудах сложного состава. При обогащении поведение этих руд зависит от размеров обломков урановых минералов.

13. Порошковатая (землистая) текстура характерна для черневых руд осадочных, метаморфогенных месторождений и некоторых руд урано-молибденовой формации, а также для руд зоны окисления. Урановые черни образуют порошковатые скопления, налеты, корки в массе рудных или нерудных минералов и обломков пород. Руды с порошковатыми текстурами являются неблагоприятными для обогащения с точки зрения агрегатного состояния и распыленности по всей рудной массе. Обычно они перерабатываются непосредственно гидрометаллургическими способами.

14. Чешуйчатая и друзовая текстуры присущи рудам зоны окисления. Агрегаты вторичных урановых минералов (фосфаты, арсенаты) образуют друзоподобные или чешуйчатые выделения пластинчатых кристаллов на стенках пустот вмещающих пород или плоскостях кристаллов кварца и других минералов. Форма друз пластинчатых кристаллов весьма разнообразна — розетки, столбики, и т. д. (рис. 6.20). Крупнопластинчатые агрегаты обогащаются методом флотации. Мелкие агрегаты, распыленные в рудной массе, обычно не обогащаются, перерабатываются гидрометаллургическими способами. Рассмотренные текстуры руд в природных условиях часто встречаются в сочетании друг с другом.

Структуры урановых руд. Каждый тип руд (настурановый, черневый гидроокисный и др.) характеризуется определенными структурами, главнейшие виды которых и их распространение приводятся в табл. 6.7.

Промышленная переработка урановых руд зависит не только от состава минералов, горнорудной массы, содержания полезных компонентов, но и от строения руд. В гидрометаллургических процессах скорость растворения зерен или кристаллов в отдельных сферолитах зависит от направления сечения (параллельное или перпендикулярное волокнам, пластинкам, коркам), наличия микро- и макродефектов в них и размера кристаллов. При отсутствии дефектов растворение на поперечных разрезах идет медленнее. Растворение минералов с решетчатой, субграфической, скелетной и дендритовой структурами (рис. 6.20) зависит от формы и размеров зерен. Окисленные руды со структурами краевых каемок легко выщелачиваются; наоборот, с эмульсионной структурой часто связано недоизвлечение урана в гидрометаллургическом процессе. Минералы урана (настуран, уранинит, коффинит, браннерит и другие титанаты) образуют эмульсионно-дисперсную вкрапленность (размером от 0,01 до 0,001 мм и меньше) в других минералах, в том числе нерастворимых в кислотах. При дроблении и измельчении часть зерен урановых минералов таких размеров не вскрывается и не обнажается, а оболочка нерастворимого в кислотах минерала преграждает доступ к ним.

Структуры урановых руд и их распространенность

Группы структур*	Краткая характеристика групп	Виды структур	Распространенность структур**					Зоны окисления	Осадочно-метаморфогенные	Осадочные месторождения	Перматиты
			в открытых породах	метасоматические	Гидротермальные месторождения	Осадочные	Месторождения				
I(I)	Полнокристаллические агрегаты зерен урановых минералов, имеющие правильные очертания	Зернистая	Р	СР	СР						Р
II(II)	Агрегаты зерен урановых минералов пластинчатой формы	Пластинчатая и листоватая					Р			Р	ВР
III(VI)	Срастание зерен урановых минералов с другими минералами, имеющими извилистые очертания	Субграфическая		СР							
IV(VII)	Мельчайшие включения урановых минералов в зернах других минералов	Эмульсионная	Р	Р	Р		ВР	Р	Р	ВР	СР
V(VIII)	Оторочки урановых минералов вокруг зерен ранее образовавшихся минералов	Структура краевых каемок	Р	Р	Р		СР			СР	
VI(IX)	Урановые минералы пересекают или окаймляют по границам зерен другие минералы	Петельчатая и сетчатая	Р	Р	Р		СР	Р	Р	СР	Р
VII(V)	Приуроченность выделений урановых минералов к пересекающейся системе кристаллографических направлений других минералов	Решетчатая	Р	СР							

Группы структур*	Краткая характеристика групп	Виды структур	Распространенность структур**				
			Гидротермальные месторождения в открытых породах	Метасоматические	Осадочные месторождения	Осадочно-метаморфические	Зоны окисления
VIII(X)	Замещение урановых минералов другими минералами, остатки которых сохранились по периферии	Скелетная	Р	Р		СР	Р
IX(XII)	Зерна минерала с концентрически скорлуповатым строением	Коллоидная	ВР	Р		СР	СР
X(XIV)	Сферолитовые образования уранового минерала радиально-лучистого строения	Сферолитовая	ВР	Р		СР	СР
XI(XV)	Зерна урановых минералов самостоятельно или в сочетании с другими образуют причудливые узоры	Дендритовая	СР	Р			
XII(IV)	Наступан образует волокнистые формы, находящиеся в различных взаимоотношениях	Случайно-волокнистая	СР	Р			
XIII(XVIII)	Другие виды структур	Торцовая	Р	СР			

* В скобках указаны группы по атласу структур и текстур руд 1954 г. (ВСЕГЕИ).

** Структура: ВР—весьма распространенные; Р—распространенные; СР—слабо распространенные.

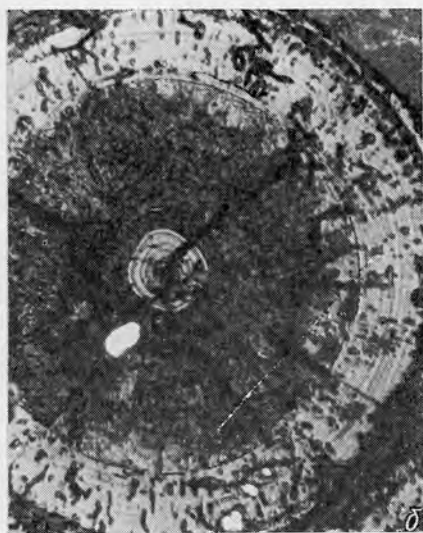
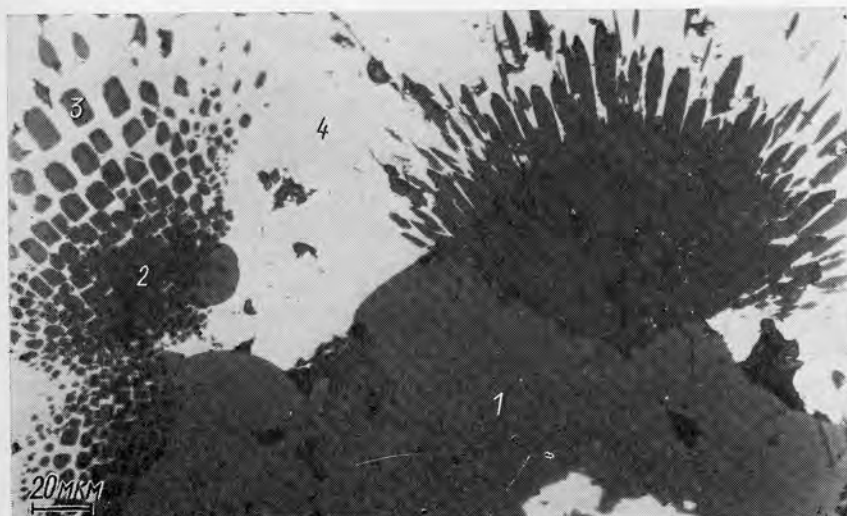


Рис. 1.3. Скелетные (открытые) сферокристаллы коффинита на сферокристаллической корке (закрытые сферолиты) настурана (Рудные горы):

1 — настуран; 2 — метамиктный коффинит; 3 — окислы урана по коффиниту; 4 — скутерудит

Рис. 1.11. Зародышевые формы сферокристаллов настурана:

а — срез по (100), в центре — параллельный сросток трех кристаллов уранинита; б — радиально-волокнистое строение промежуточной зоны (микрофото аншлифа, протравленного азотной кислотой)

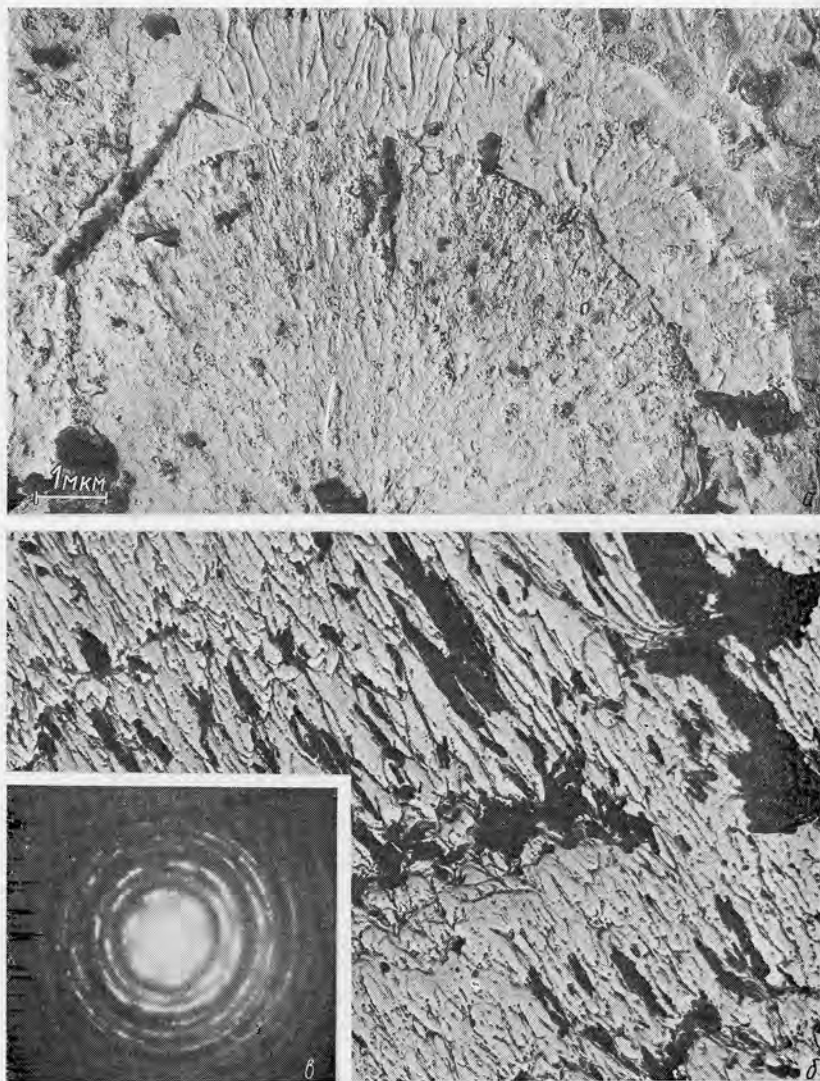


Рис. 1.12. Электронно-микроскопические признаки ориентации зерен:
а — обрастание коркой уранинита сферокристалла настурана; *б* — кристаллические
 волокна сферокристаллов; *в* — микродифракция ориентированных частиц

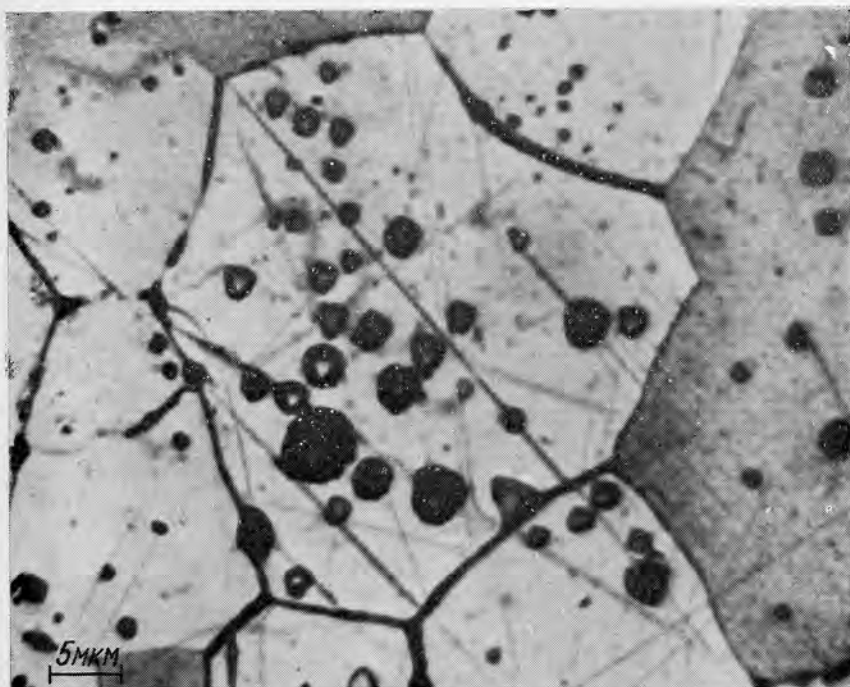


Рис. 1.13. Минераграфические признаки ориентировки зерен синтетических и природных окислов урана (видны ямки травления на полированной поверхности спеченной двуокиси урана)

Рис. 1.15. Кристаллы коффинита (?), ориентированно нарощие на поверхность сферокристалла настурана. Информация о первичном рельефе поверхности не сохранилась. Электронное микрофото

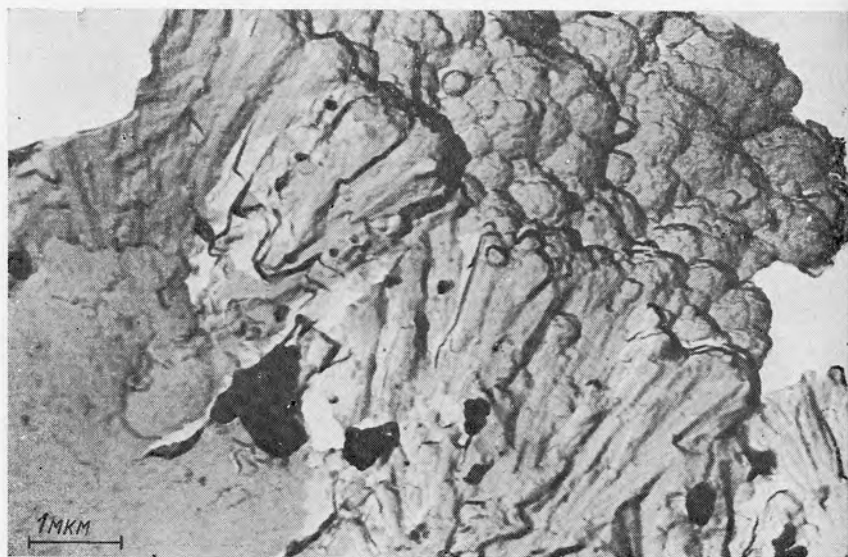


Рис. 1.16. Строение и поверхность тонколучистой корки коффинита (обр. И. М. Баюшкина). Электронное микрофото



Рис. 1.17. Кристаллы изотропизированного коффинита. Электронное микрофото аншлифа, протравленного азотной кислотой

Рис. 1.18. Структура зерен метамиктного коффинита. Электронное микрофото

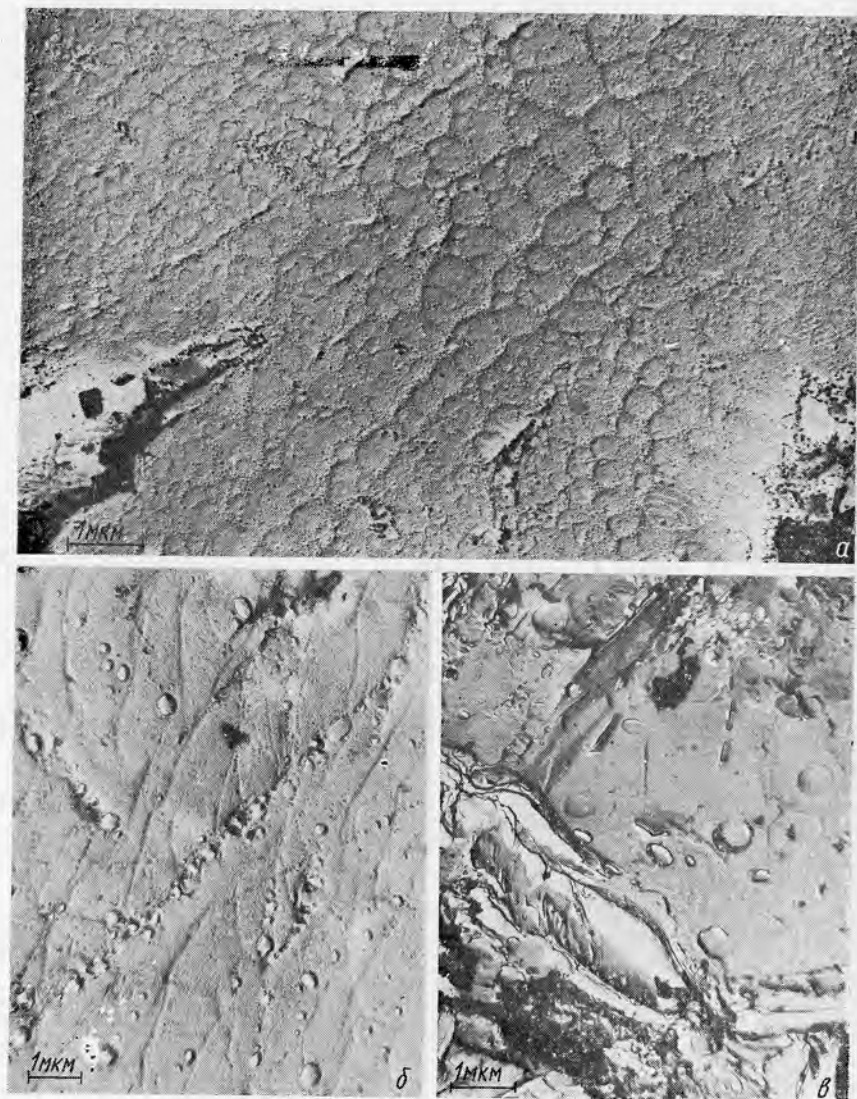


Рис. 1.19. Блоковая структура метамиктного коффинита (электронное микрофото)

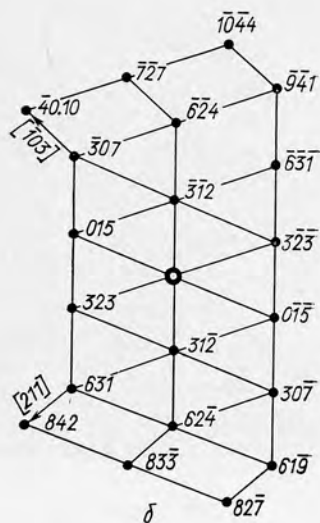


Рис. 1.20. Дендриты неопределенного минерала в изотропизированном коф-
фините (обр. В. В. Казанцева). Электронное микрофото

Рис. 1.21. Электронограмма ненадквита (а) и расчет для плоскости $(7.\overline{15}.3)$
обратной решетки ненадквита (б)

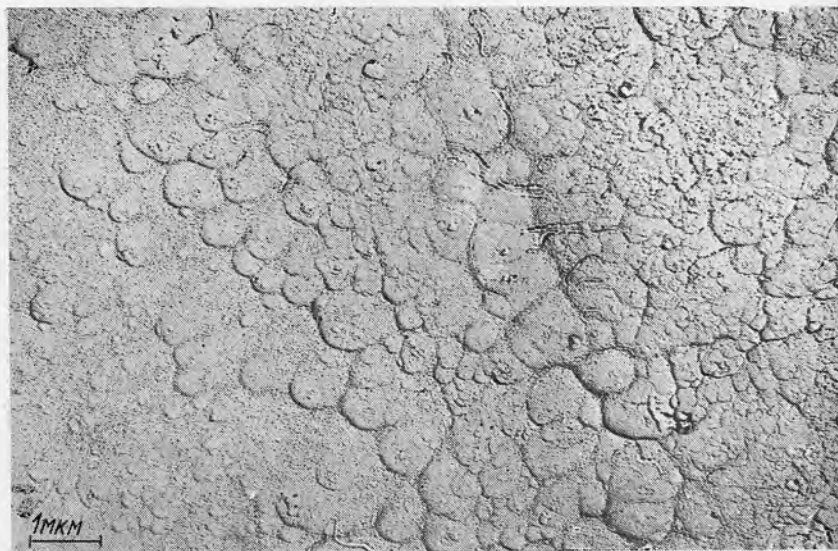


Рис. 1.22. Блоковая структура ненадkevита. В деталях заметна своеобразная «сотовая» субструктура: шестигранные микроблоки имеют общую ориентировку. Электронное микрофото

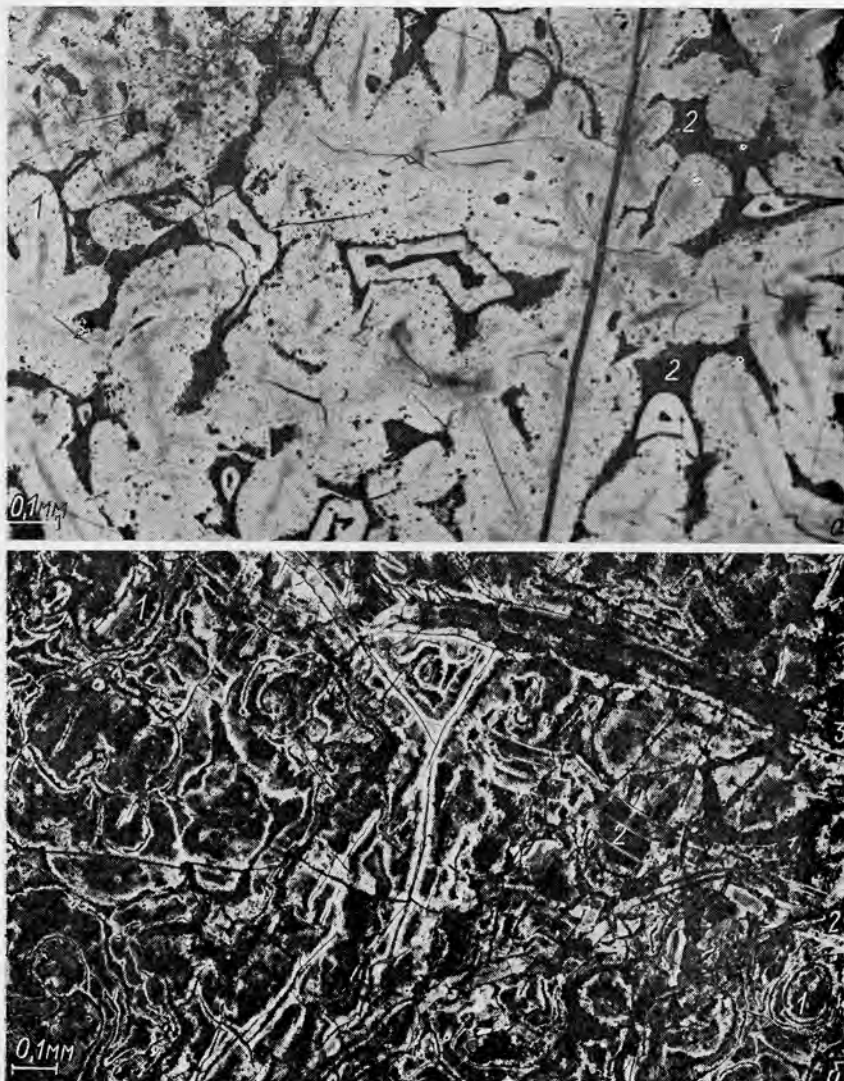


Рис. 1.23. Микротекстура псевдосферолита настурана:

a — типичные формы фигур диффузионного изменения (микрофото аншлифа, кратко-временно протравленного азотной кислотой); 1 — зернистый агрегат окисла урана по коффиниту («светлая фаза»); 2 — изотропизированный коффинит («темная фаза») — при печати для контраста сделан более темным; *b* — субтекстура фигур диффузионного изменения (микрофото аншлифа, обработанного содовым раствором); 1 — зональное строение овальных форм; 2 — реликты концентрических зон; 3 — прожилки с поздним коффинитом

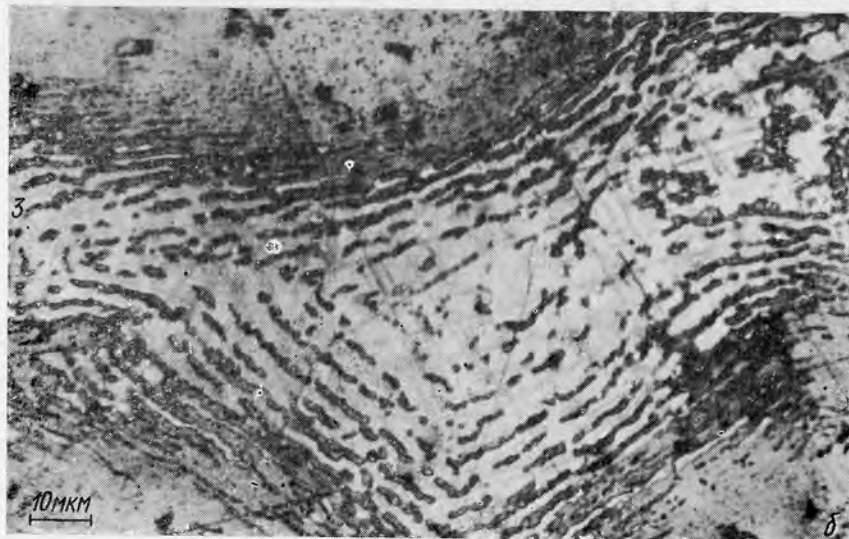


Рис. 1.24. Детали строения периодических текстур (а) и промежутков между фигурами диффузионного изменения (б). Микрофото аншлифа, протравленного азотной кислотой:

1 — окислы урана по коффиниту («светлая фаза»); 2 — «темная фаза»; 3 — сфалерит, заместивший матрицу периодических текстур

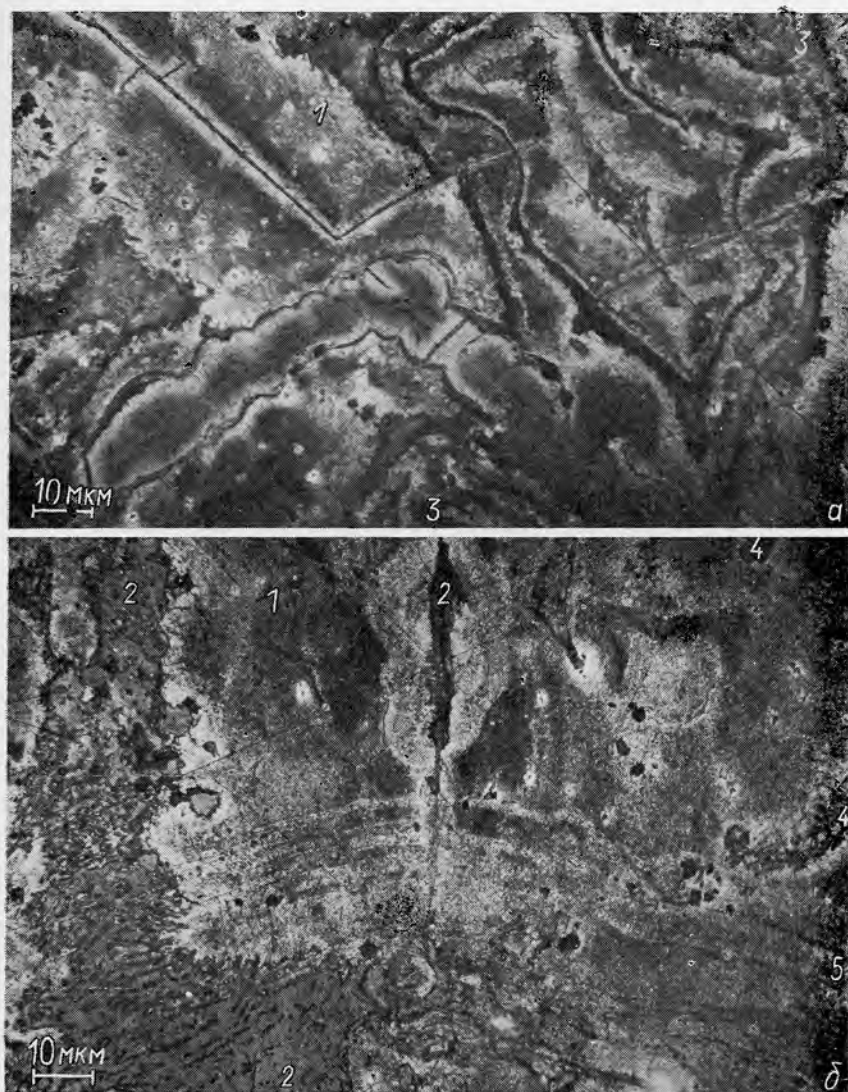


Рис. 1.25. Строение фигур диффузионного изменения настурана, переработанного полностью (а) и с реликтами первичной зональности (б) (вскрыто обработкой аншлифа содовым раствором, иммерсия):

1 — агрегат зерен окислов урана (светлое); 2 — изотропизированный коффинит; 3 — пустоты растворения на месте «темной фазы»; 4 — пустоты растворения на месте метакристаллов гаденита; 5 — следы зонального строения сферолитов настурана

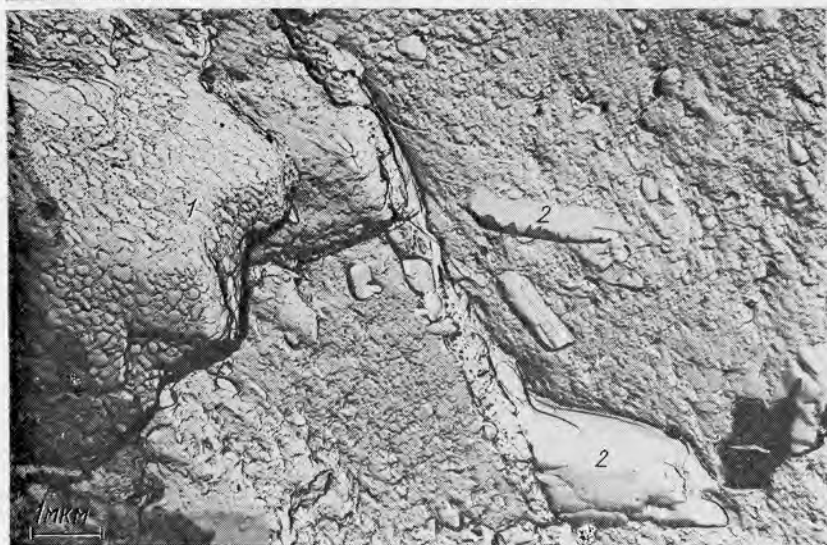


Рис. 1.26. Структура плотных участков окислов урана псевдосферолитов («светлой фазы»). Электронная микрофотография самооттененной целлюлозо-угольной реплики с поверхности аншлифа после обработки содовым раствором

Рис. 1.27. Рельеф поверхности аншлифа, обработанный содовым раствором (электронное микрофото):

1 — агрегатные псевдоморфозы по коффиниту; 2 — кристаллы реакционных соединений

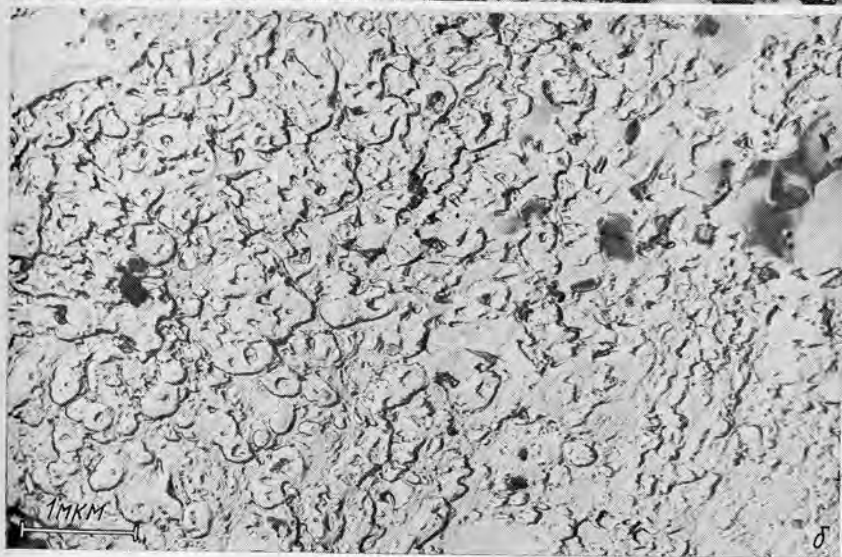
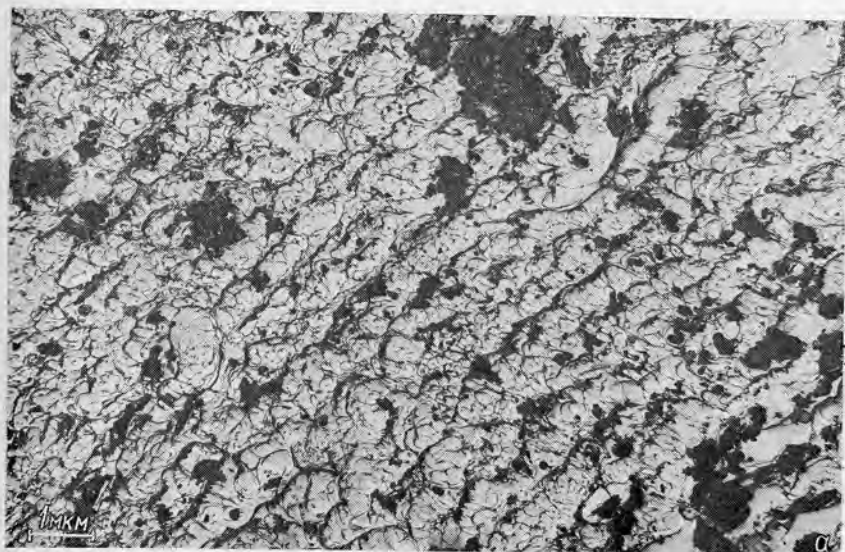


Рис. 1.28. Полосчато-периодическая текстура настурана (а). Черные частицы на фоне столбчатых полос — настуран с дефектной («пиритоподобной») решеткой UO_{2+x} и футлярообразные псевдоморфозы настурана по коффиниту (б) (электронное микрофото)

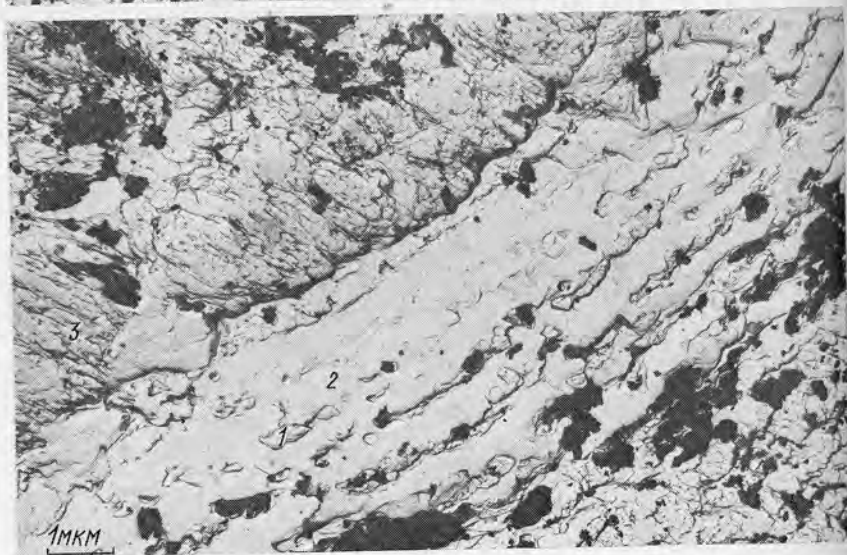
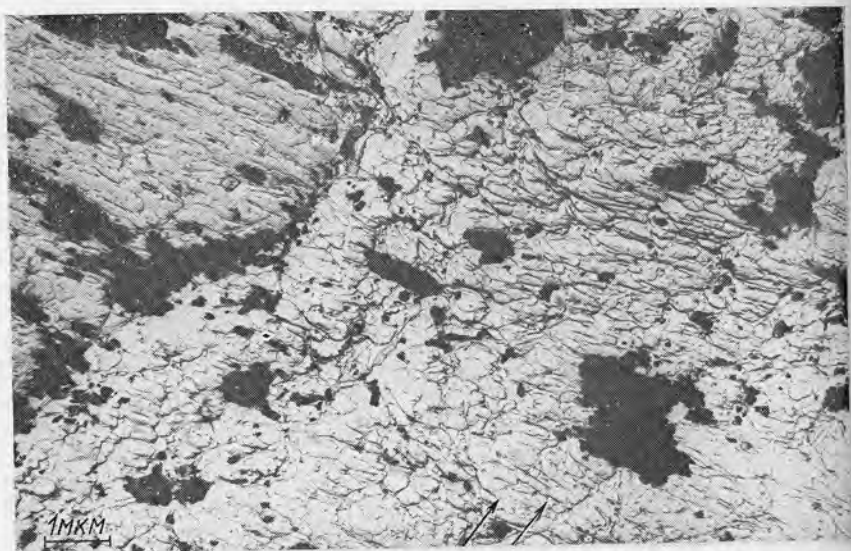


Рис. 1.29. Строение «волокон» регенерированного настурана «светлой фазы» (стрелками показаны волокна с осевым каналом, электронное микрофото)

Рис. 1.30. Периодическая текстура: цепочки зерен (1) окислов урана (по коффиниту) в монокристаллическом зерне сфалерита? (2) в промежутках между регенерированным настураном «светлой» фазы (3). Электронное микрофото

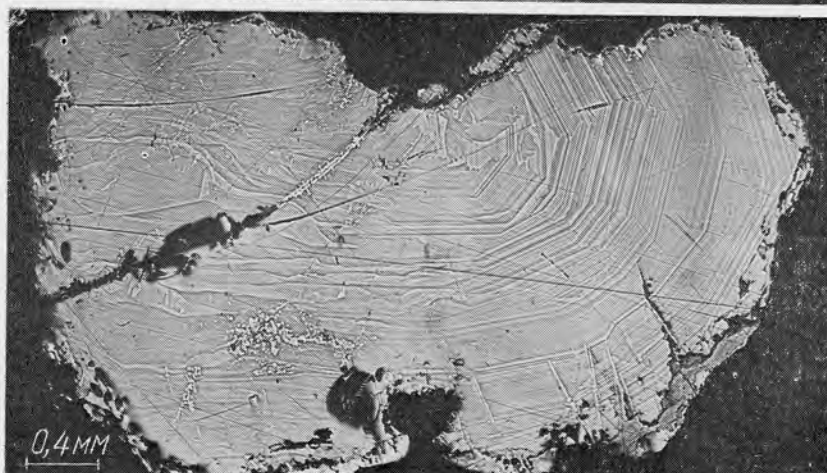
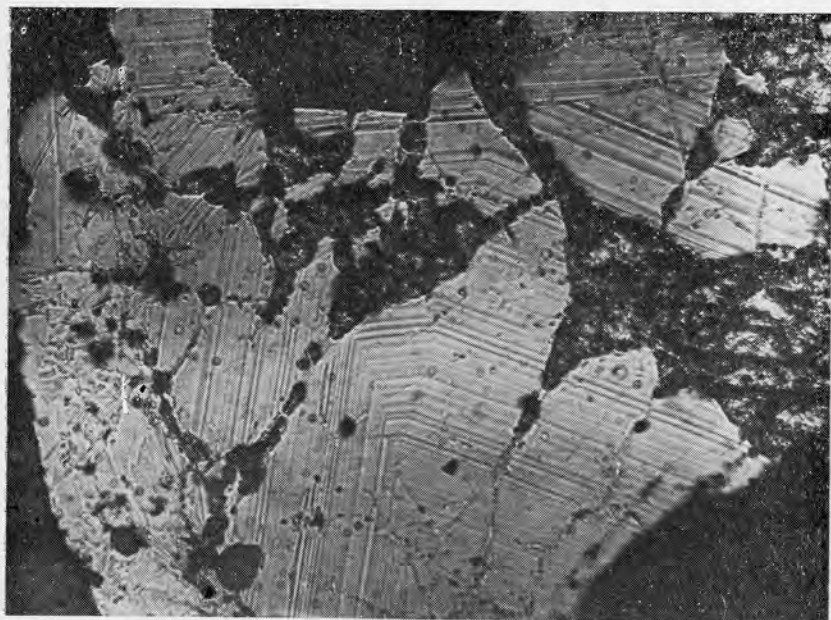


Рис. 1.33. Зональные зерна давидита с пятнами и прожилками ильменита (более светлое). Микрофото аншлифа без анализатора

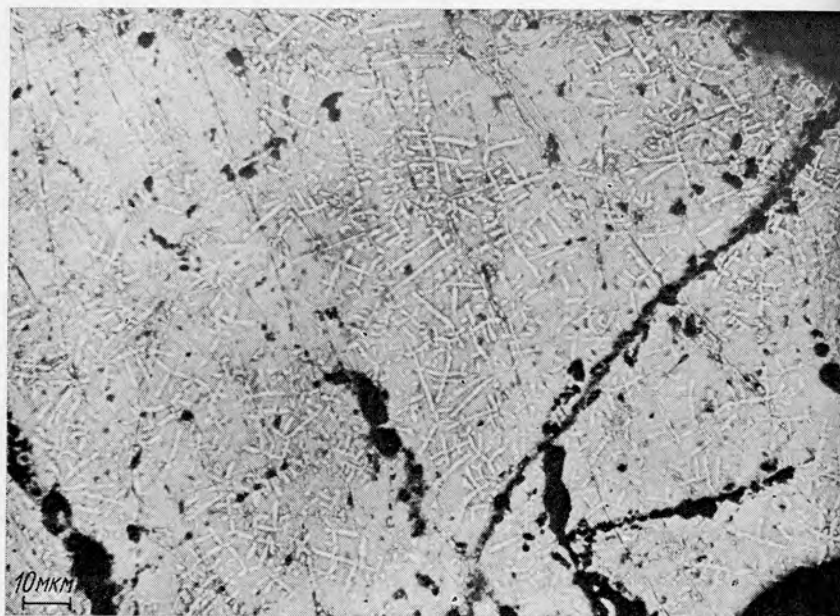


Рис. 1.34. Скелетные вроски ильменита в давидите (черное — дефекты полировки, микрофото шлифа без анализатора)

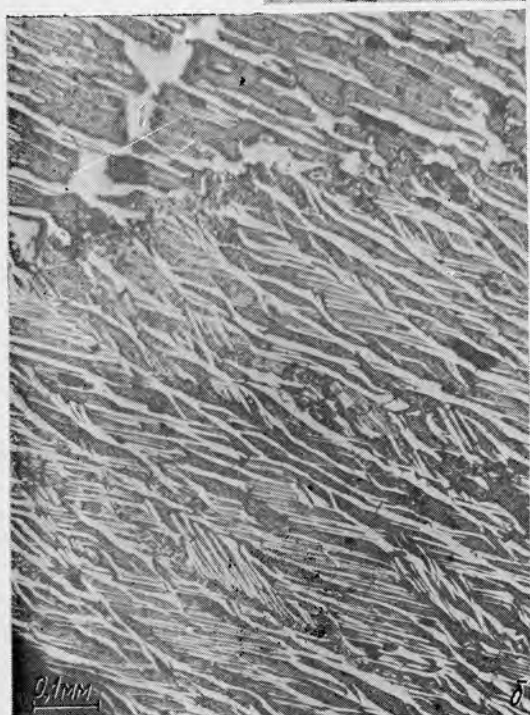
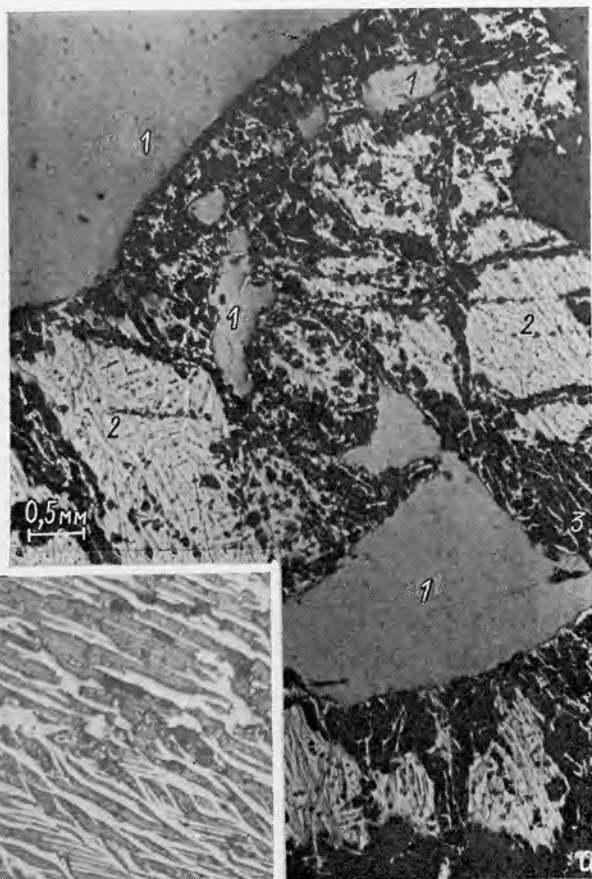


Рис. 1.35. Лейкоксен-рутиловый (3) и ильменит-гематитовый (2) агрегаты, развившиеся по даундиту (1). Микрофото аншлифа:

а — общий вид; б — деталь

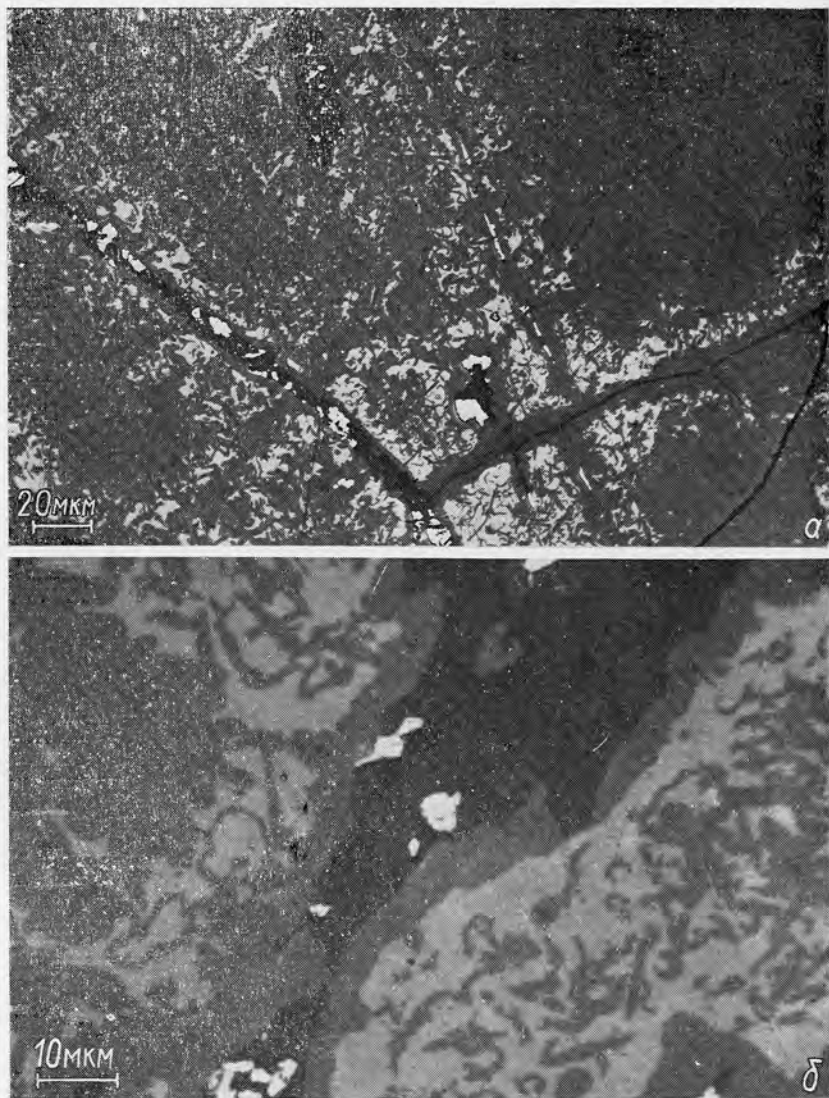


Рис. 1.36. Выделения рутила по трещинам в браннерите (аншлиф, без анализатора, масляная иммерсия):

a — общий вид; *б* — деталь (белое в трещинах — рутил)

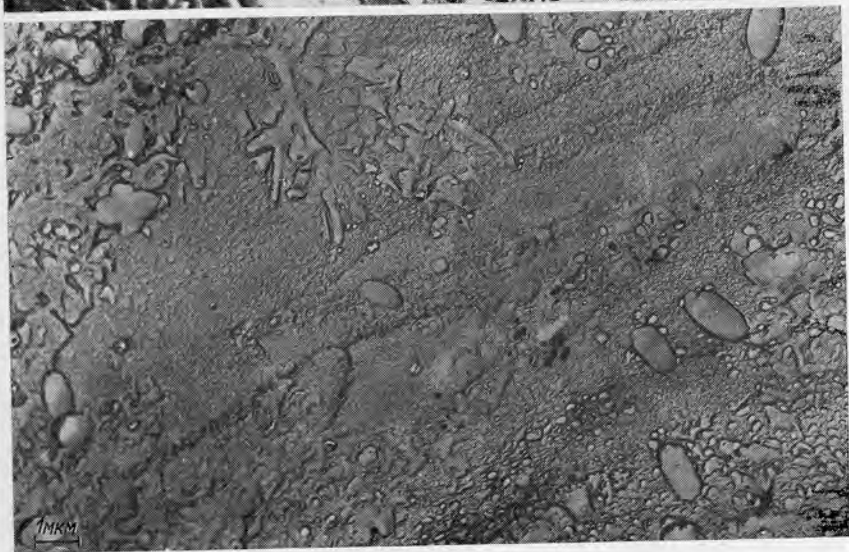
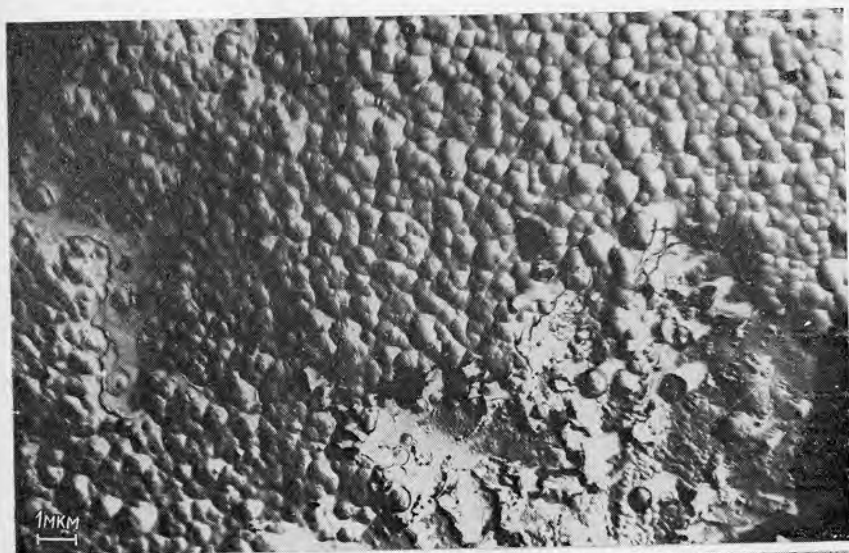


Рис. 1.37. Глобулярная структура давидита из редкометальных пегматитов

Рис. 1.38. Разрозненные глобулы, слившиеся в агрегаты с участками фибриллярной структуры в давидите из редкометальных пегматитов

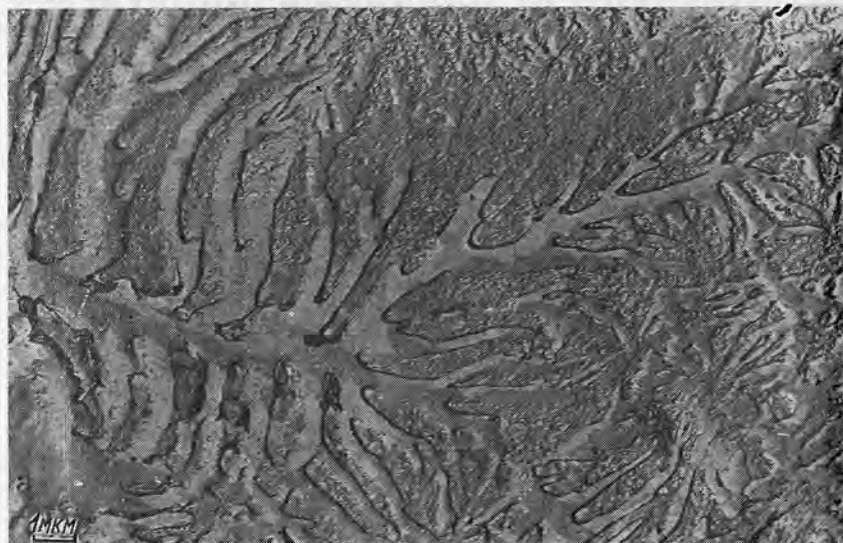


Рис. 1.39. Дендритоподобная и сноповидная структура давидита из редкометальных пегматитов

Рис. 1.40. Дендритовая структура аморфной массы давидита



Рис. 1.41. Разрозненно-глобулярная структура с радиально-лучистым (а) и спиральным (б) внутренним строением глобул в давидите из хрусталеносных пегматитов



Рис. 1.42. Каплевидные выделения окислов («структура распада») в давидите из альбититов

Рис. 1.43. Давидит из измененных спессартитов Аризоны (кристаллы и сростки кристаллов)

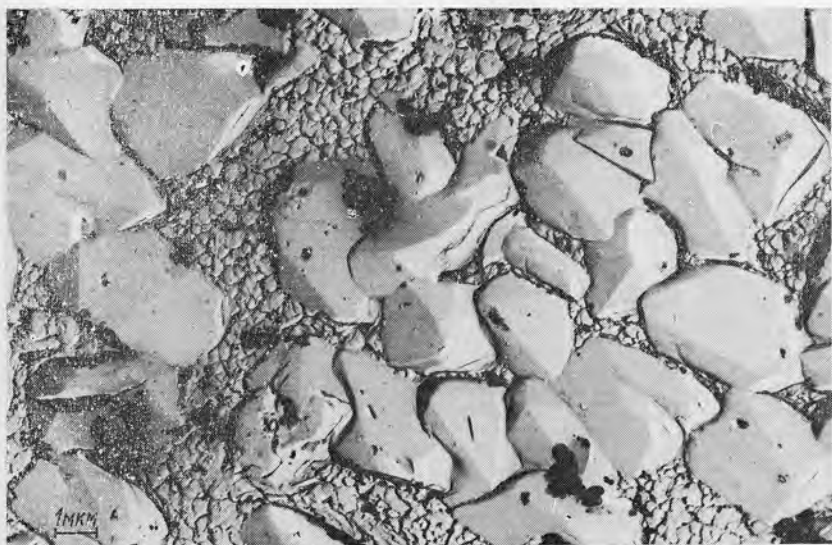


Рис. 1.44. Рекристаллизованный давидит из альбититов (видны хорошо образованные кристаллы в мелкозернистой массе)

Рис. 2.1. Знаки ряби на поверхности одного из ритмов (деталь)

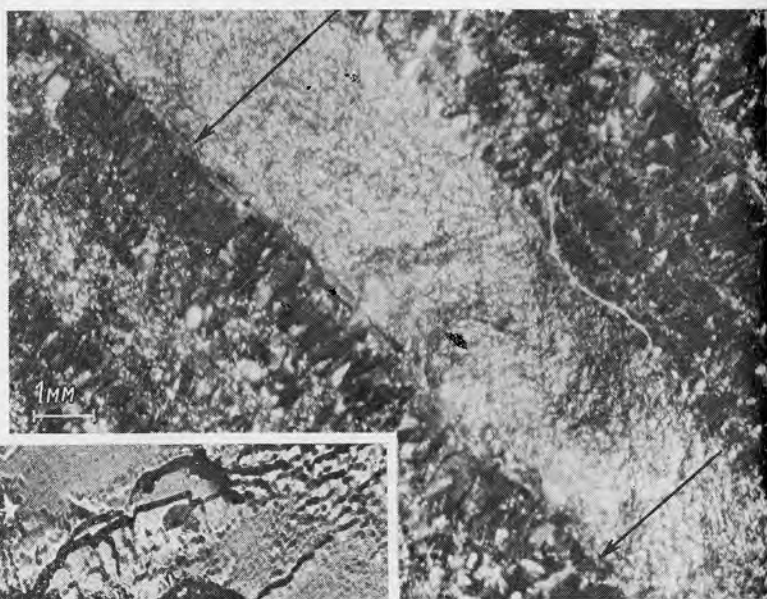


Рис. 2.2. Поперечный разрез слоистого участка (деталь; стрелка на слое сферолито-зернистого агрегата -- вектор силы тяжести)



Рис. 2.5. Вершины кристаллических волокон настурана (электронное микрофото)

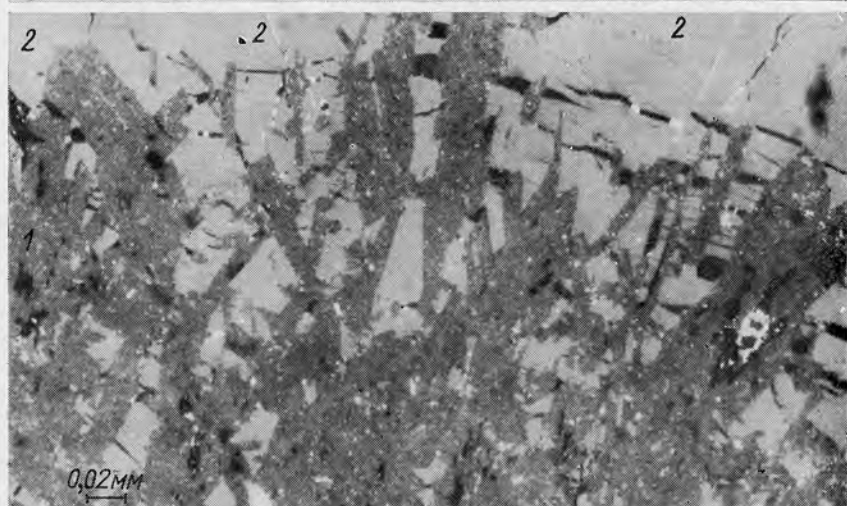
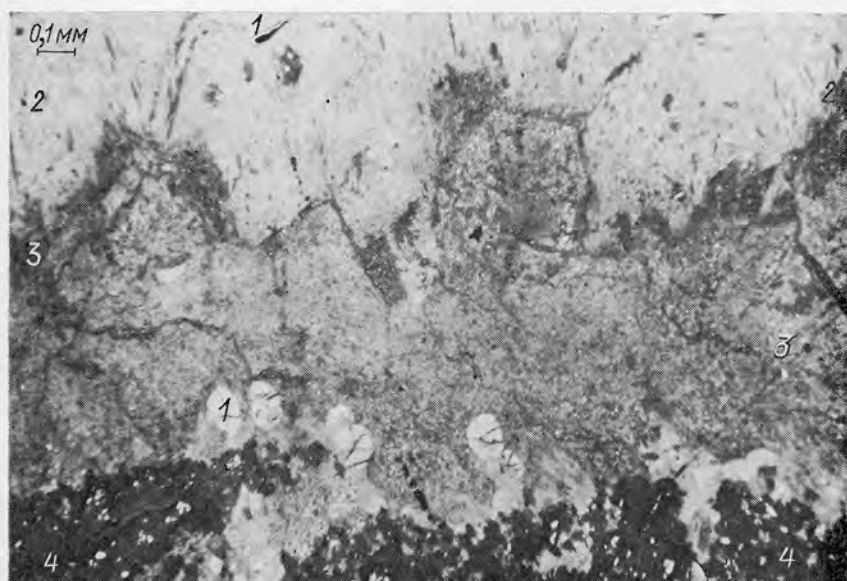


Рис. 2.8. Зальбанд настуран-карбонатного прожилка, состоящий из коффинита с единичными включениями настурана и браннерита. На коффинит нарастают «перистые» агрегаты браннерита (микрофото аншлифа):

1 — настуран; 2 — браннерит; 3 — коффинит; 4 — вмещающая порода

Рис. 2.9. Срастание браннерита (1) и настурана (2) (верхняя часть браннеритовой зоны). Микрофото аншлифа

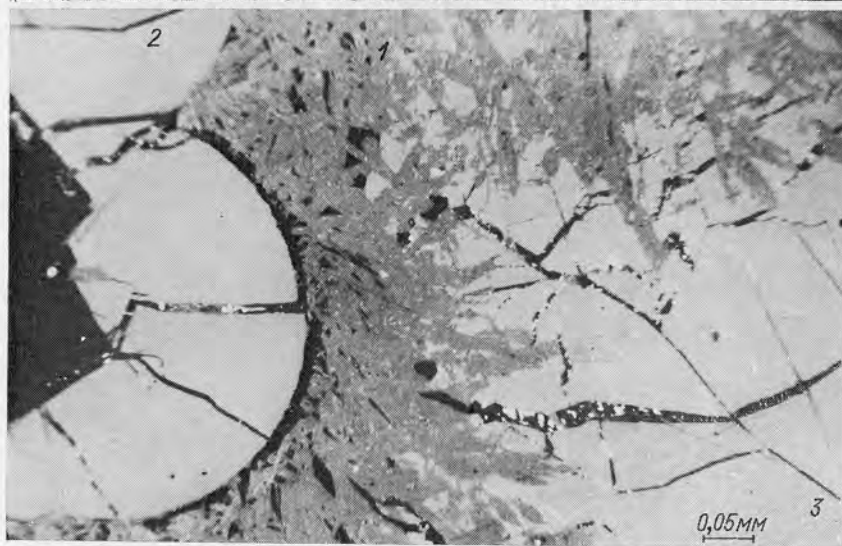


Рис. 2.10. Выделения настурана (1) с вросками браннерита (2). Губчатая масса вокруг настурана — распавшийся коффинит (3). Настуран пересекается антракосолит-карбонатным прожилком с вкрапленностью галенита (4). Микрофото аншлифа

Рис. 2.11. Обрастание кристаллически-зернистой массой браннерита (1) сферолитов настурана I (2). Браннерит прорастает сплошные массы настурана II (3) (черное — карбонат; микрофото аншлифа)



Рис. 2.13. Выделения гармото-
ма с тонкорассеянной вкрап-
ленностью пирита и урановых
минералов:

a — шлиф прозрачный, николи па-
раллельны; *b* — шлиф полированный

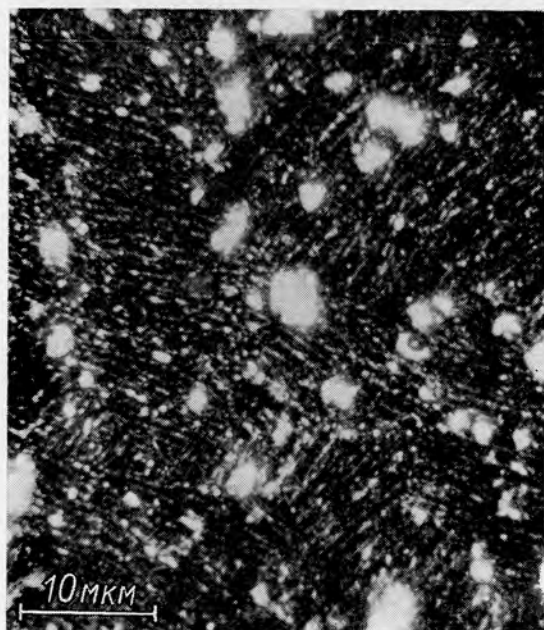


Рис. 2.14. Включения пирита (белый) в гармоте (крупные выделения — пирит I, цепочки мелких зерен — пирит II).
Микрофото аншлифа

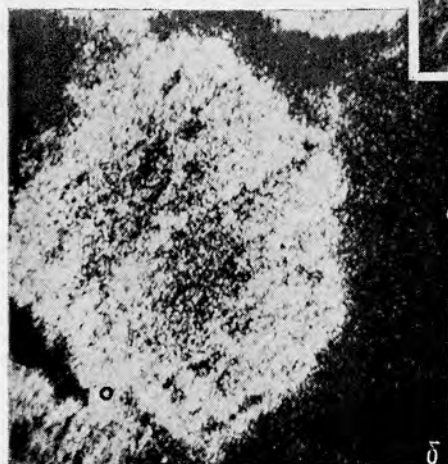
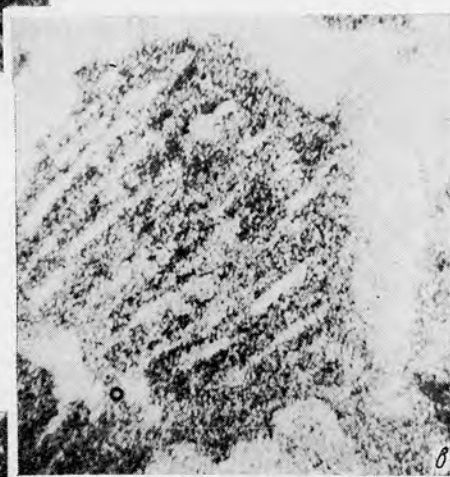


Рис. 2.15. Распределение железа, урана и кремния в кристалле гармотома:

a — FeK_{α_1} ; δ — UM_{β} ; s — SiK_{α_1}

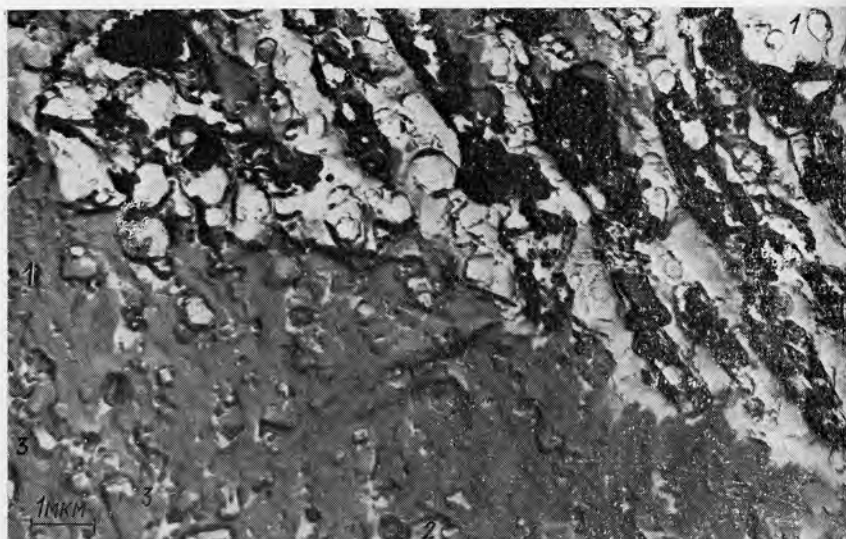


Рис. 2.16. Гармотом с включениями пирита (1) и урановых минералов — предположительно уранинита (2) и коффинита (3). Электронное микрофото

Рис. 2.17. Глубокое травление гармотома. Виден рельеф растворения, пластинчатые включения неопределенного минерала (электронное микрофото)

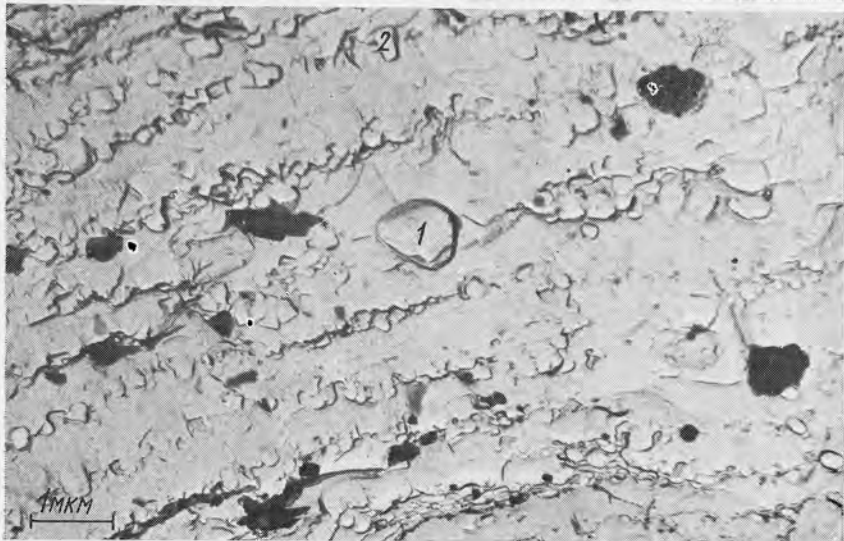
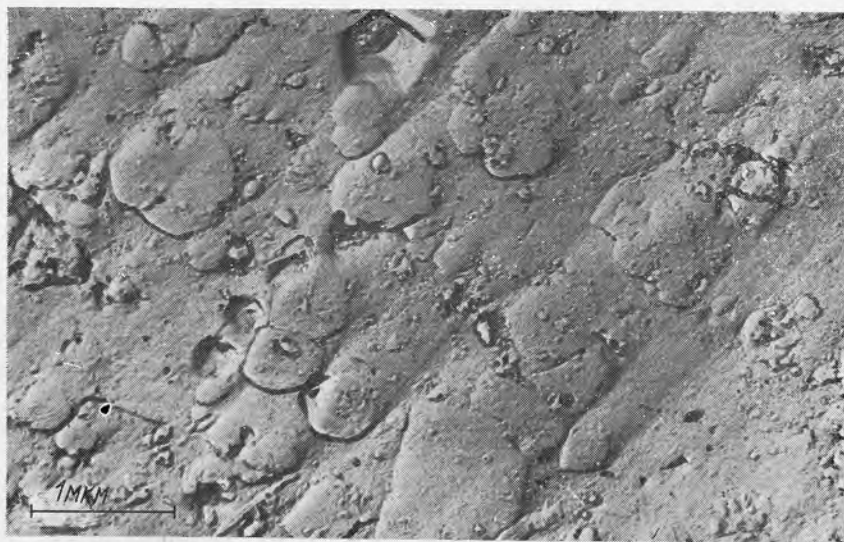


Рис. 2.18. Пирит с включениями нерастворимого минерала [уранинита (?)].
Электронное микрофото

Рис. 2.19. Гармотом с включениями пирита (1) и призматического урано-
вого минерала [коффинита (?) (2)]. Электронное микрофото

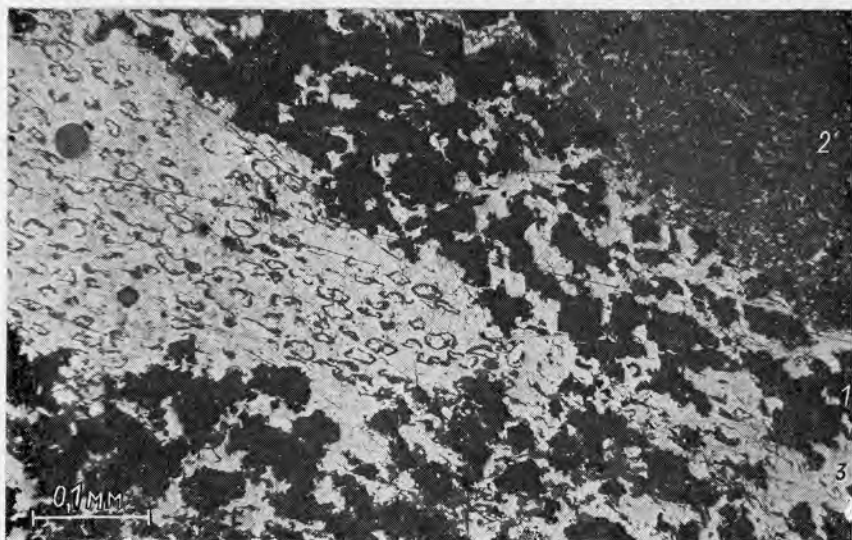
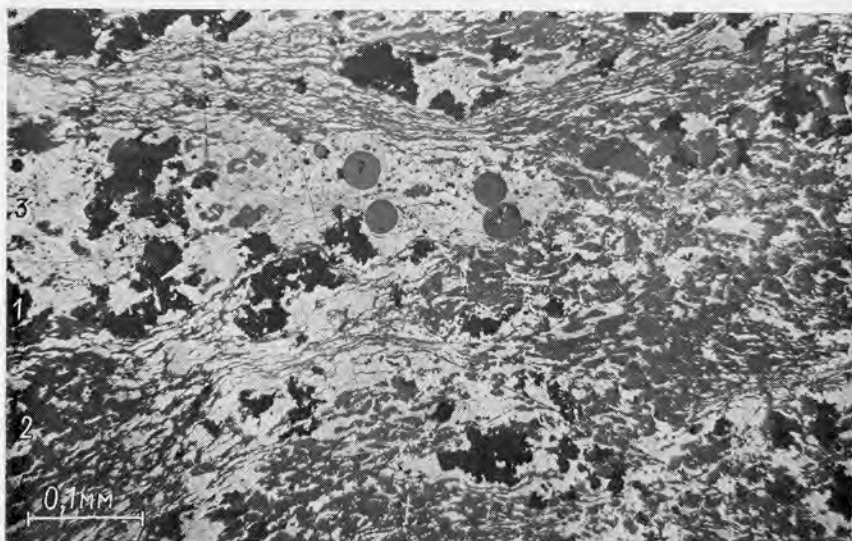


Рис. 2.20. Флюидально-петельчатая микротекстура агрегата настурана (2) streakов эскеборнита и α -эвкайрита (3) и зерен кварца (1). Микрофото

Рис. 2.21. Микролинзы агрегата эскеборнита и α -эвкайрита (3) с кольцевыми формами и сферокристаллами настурана (2) (1 — нерудные минералы; микрофото аншлифа)

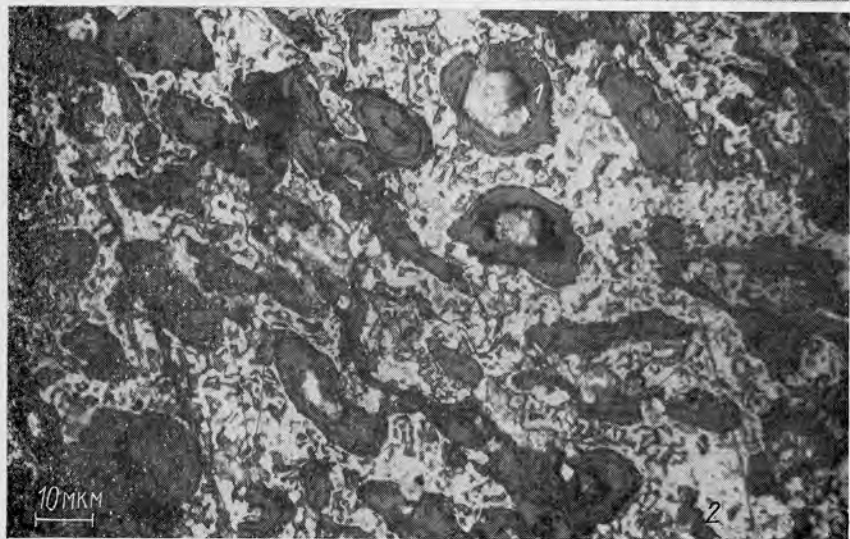
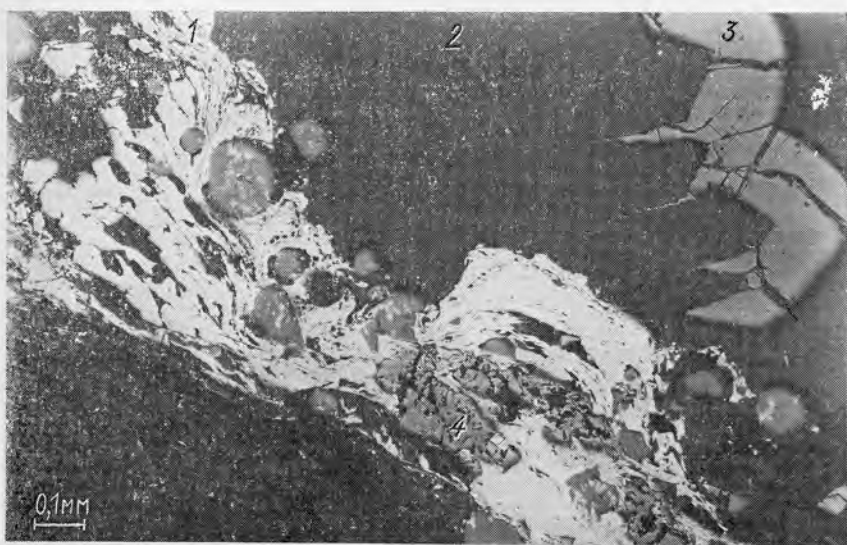


Рис. 2.22. Пластическая деформация клаусталита (1) в кальцитовом прожилке (2) с настураном (3). Светло-серый (4) — сфалерит (микрофото аншлифа)

Рис. 2.23. Кольцевые формы настурана (1) в агрегате эскеборнита и α-эвкритита (2). Микрофото аншлифа, протравленного азотной кислотой

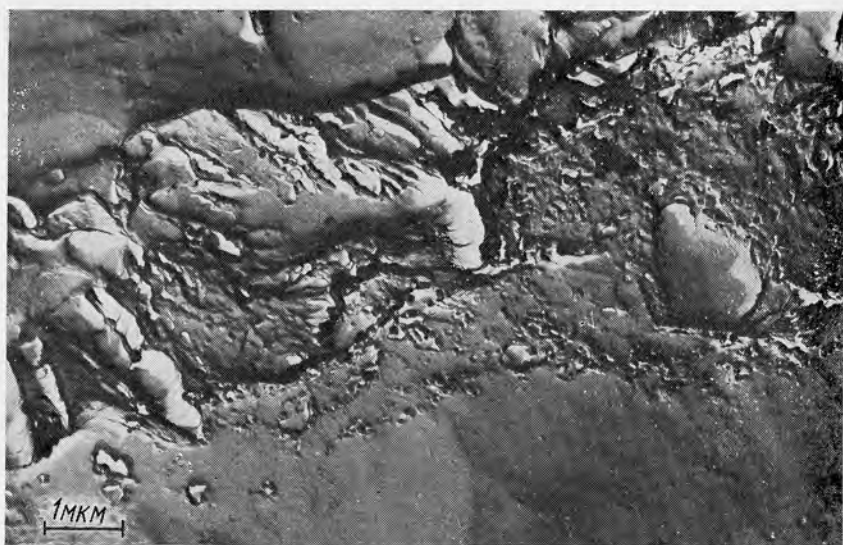


Рис. 2.24. Реликты наструрана в селенидах (электронное микрофото)

Рис. 3.2. Полосчатое строение жилы. Отдельные полосы манганокальцита МК (1) обрастаются шестоватыми агрегатами кальцита K_2 (2); центральные части выполнены кальцитом K_5 (3). Фото кровли штрека

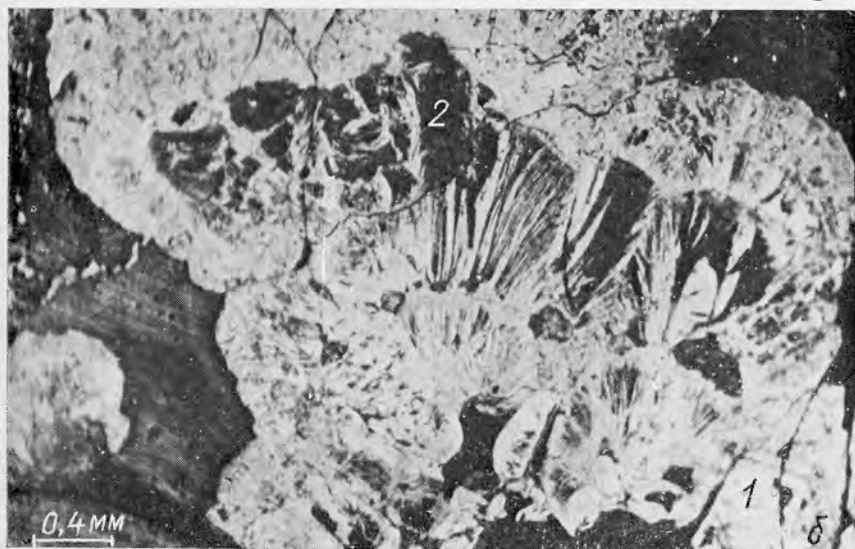
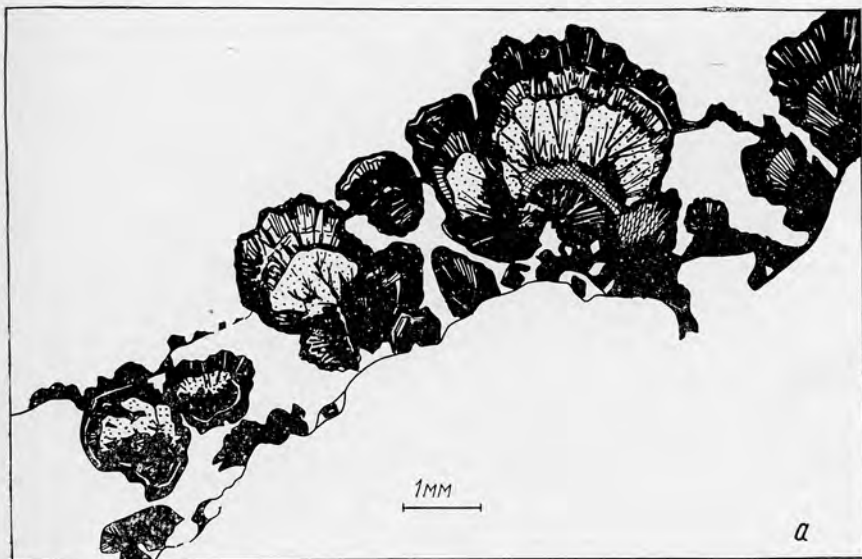


Рис. 3.3. Псевдоморфозы окислов урана по кyanиту в галените:
а — зарисовка участка аншлифа; *б* — общий вид лучистого сростка псевдокристаллов;
 1 — окислы урана с $a_0 = 5,43 \text{ \AA}$; 2 — изотропизированный кyanинит

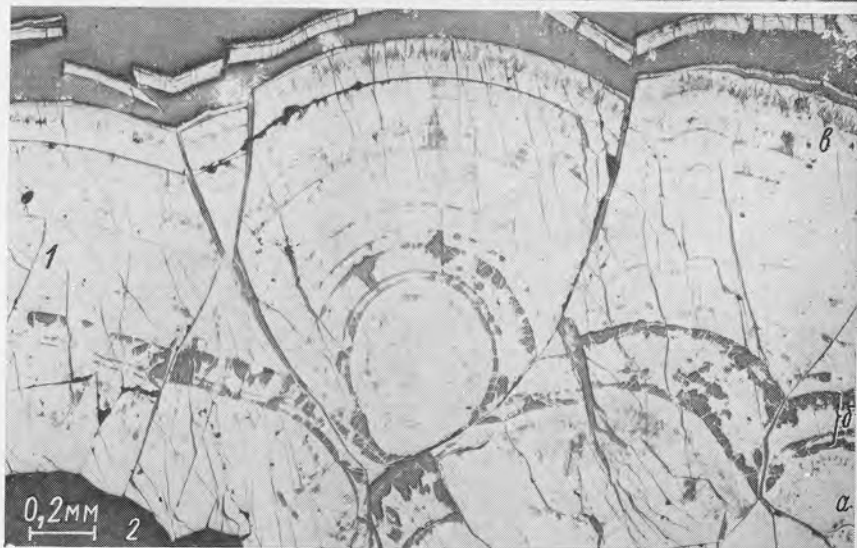
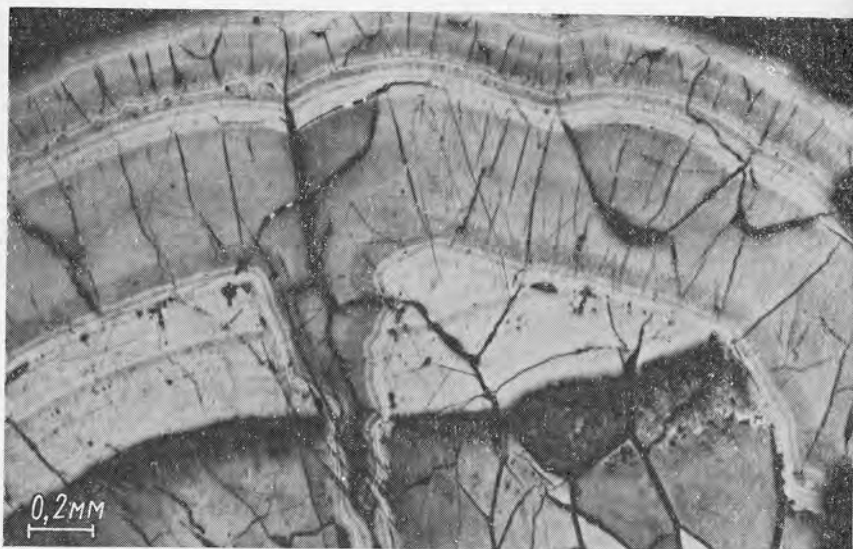


Рис. 3.4. Залечивание разрыва в зональной сферолитовой корке настурана поздними порциями настурана (см. табл. 3.1, обр. Л-509; микрофото аншлифа, протравленного азотной кислотой)

Рис. 3.5. Сферолитовая корка настурана (1) на кальците (2) с тонкими прожилками регенерированного настурана в участках замещения промежуточной зоны кальцитом (а, б, в — см. табл. 3.1, обр. Л-542; микрофото аншлифа)

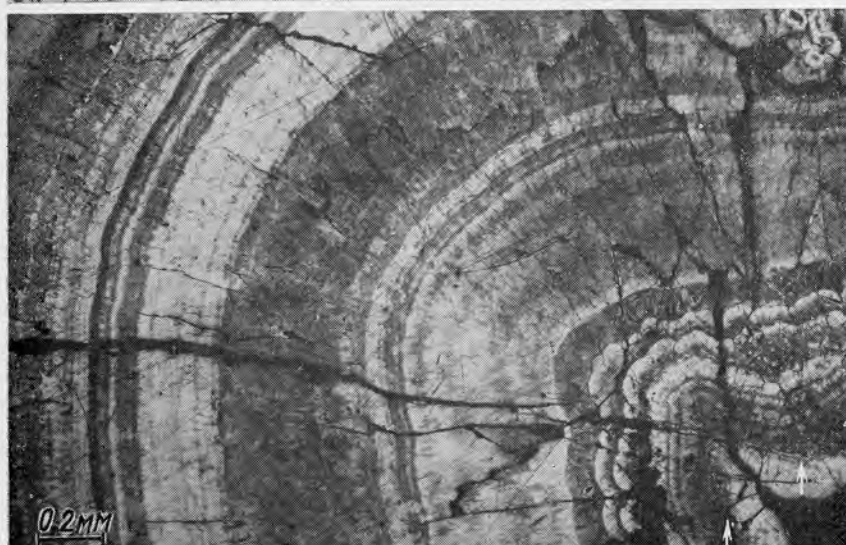
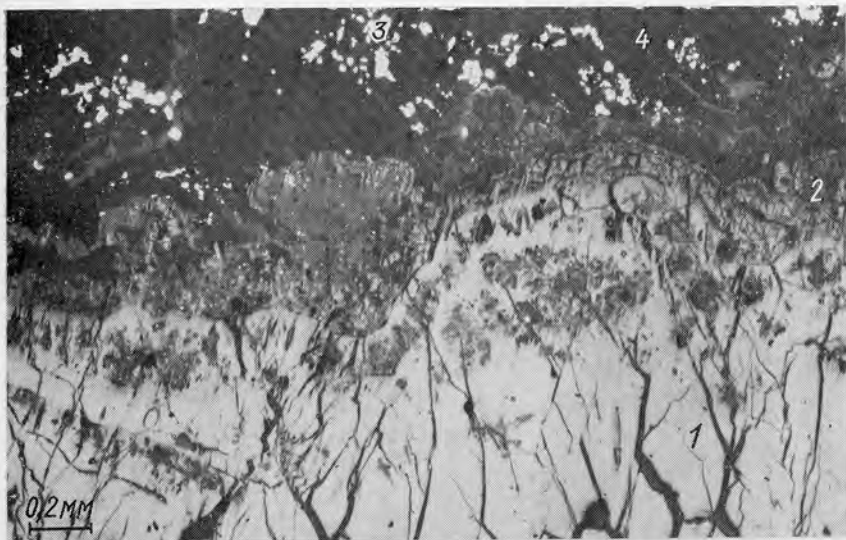


Рис. 3.6. Замещение внешней зоны сферолитовой корки настурана коффинитом (см. табл. 3.1, обр. Л-542; микрофото аншлифа):
1 — настуран; 2 — коффинит; 3 — галенит; 4 — кальцит

Рис. 3.7. Зональное строение сферолитовой корки настурана. Травление азотной кислотой выявляет зоны и фигуры диффузионного изменения. Стрелками показана граница кристалла кальцита, от которой внутрь кристалла развивается корка метасферолитов настурана. Черное — пустоты на месте вытравленного кальцита (см. табл. 3.1, обр. Л-553; микрофото аншлифа)

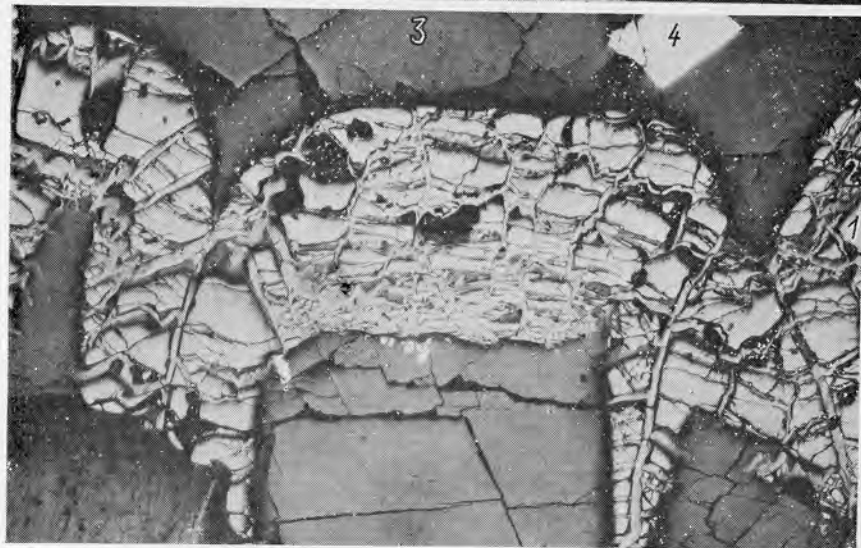
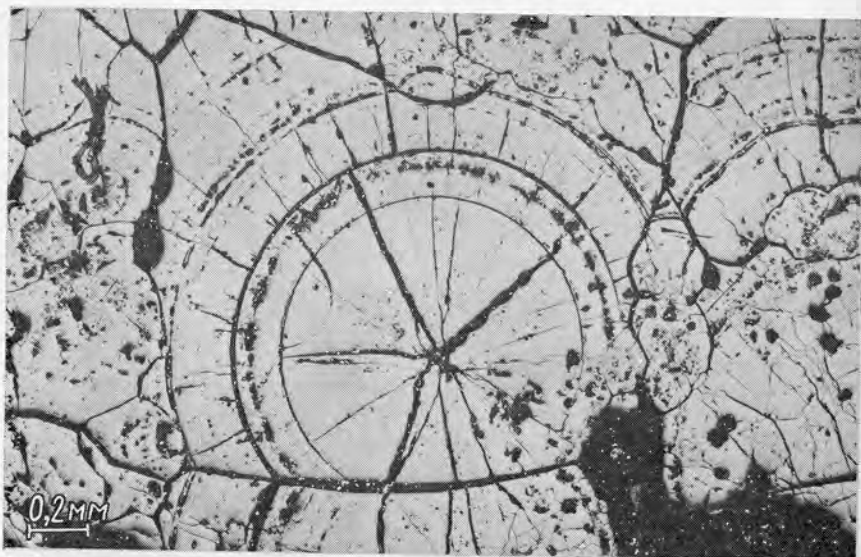


Рис. 3.8. Сферокристалл настурана с зонами различной трещиноватости (см. табл. 3.1, обр. Л-554; микрофото шлифа, протравленного азотной кислотой)

Рис. 3.9. Замещение настурана антракосилитом (см. табл. 3.1, обр. Л-195; микрофото шлифа):

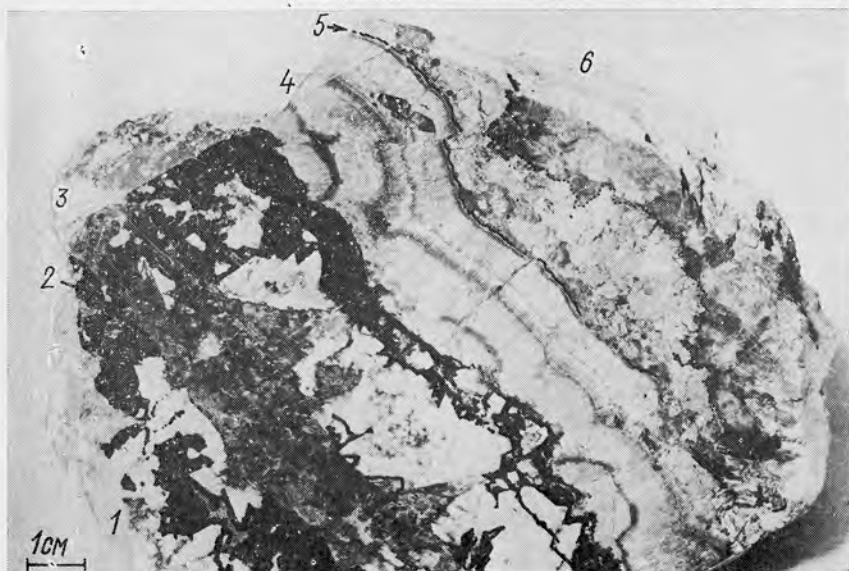
1 — настуран; 2 — антракосилит; 3 — кальцит; 4 — гипс

Рис. 3.10. Метасферолиты регенерированного настурана (1) в кальците (2) (см. табл. 3.1, обр. Л-49а; микрофото аншлифа)



Рис. 3.11. Настуран III на лучистой корке пирита и марказита (фотография приполированного штуфа):

1 — ранний кальцит; 2 — настуран II; 3 — прожилок кальцита с сульфидами; 4 — марказит; 5 — настуран III; 6 — кальцит K_5



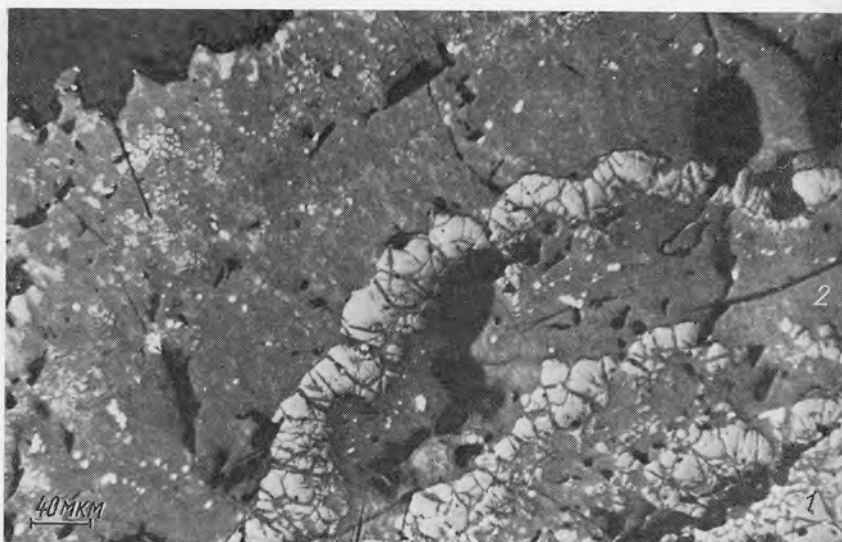


Рис. 3.12. Периодическое чередование корок настурана (1) и корок коффинита (псевдоморфозы с включениями сферокристаллов настурана и окислов урана с низким отражением) (2). Микрофото аншлифа

Рис. 3.13. Коффинитсодержащий антракосолит (1), коффинит (2) и кальцит (3), замещающие настуран (4). Микрофото аншлифа

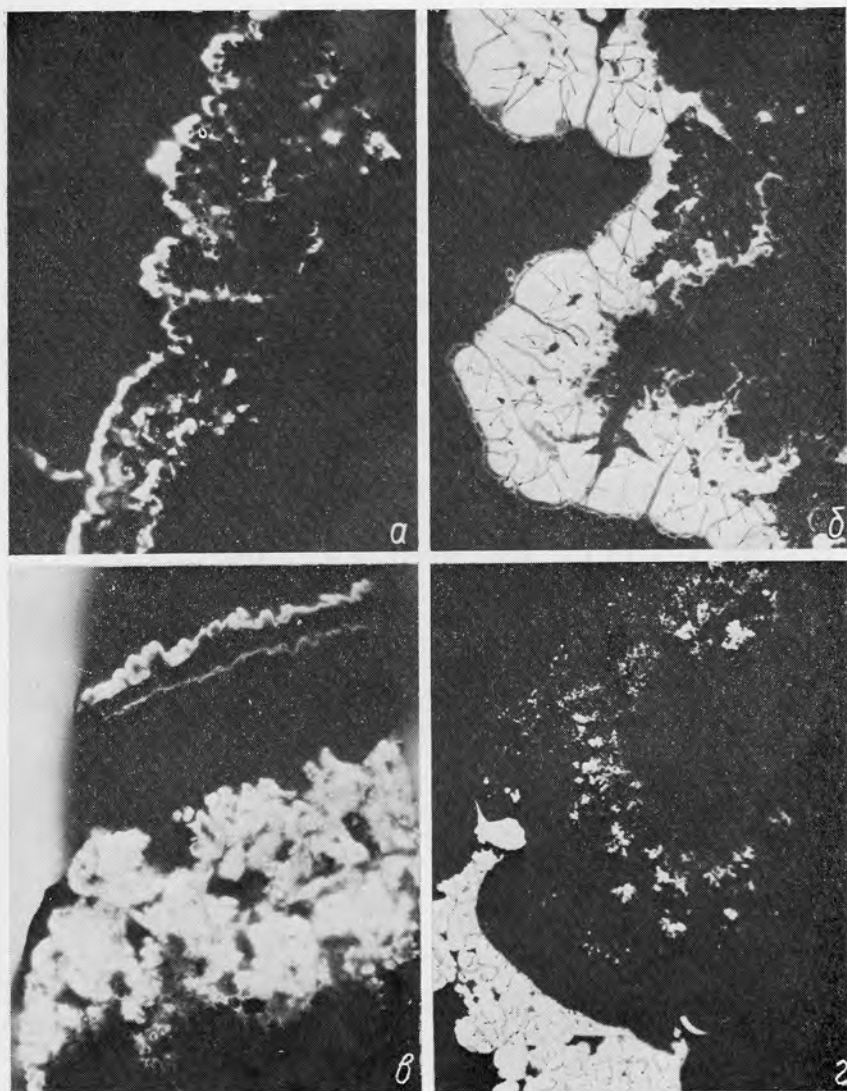


Рис. 3.14. Текстуры настурановых и коффинитовых руд сульфидно-коффинитовой рудной ассоциации (радиографии):
а — коффинит; *б-г* — настуран I

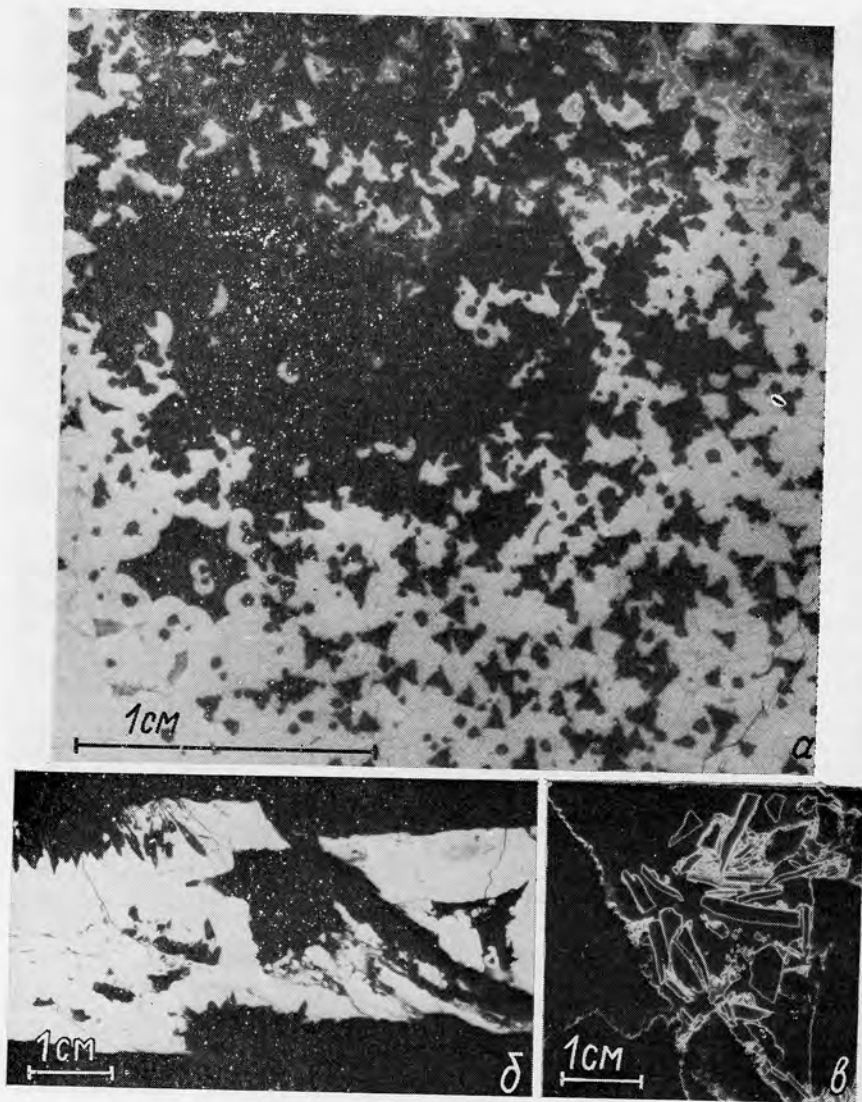
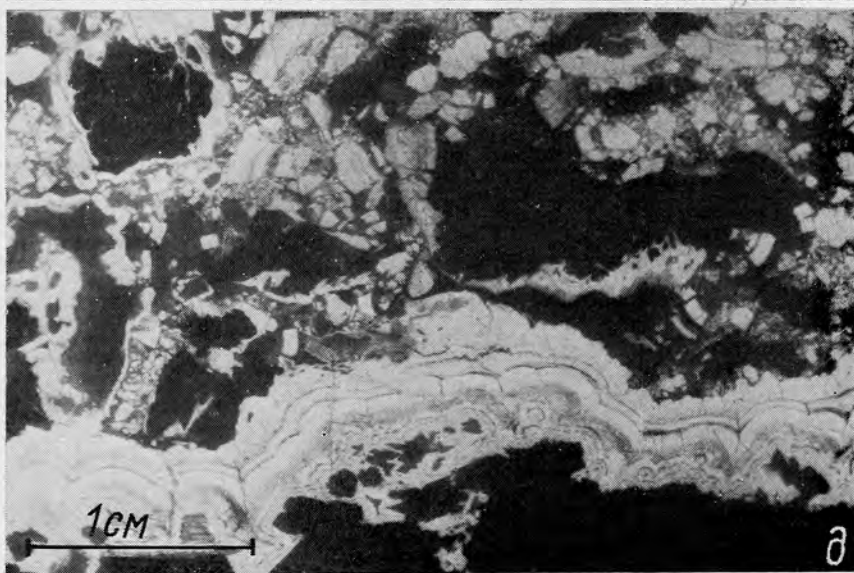
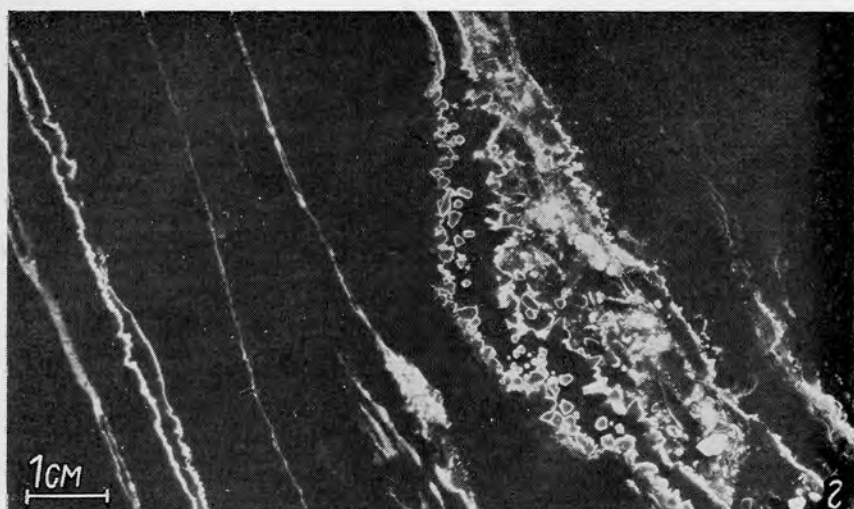


Рис. 3.16. Текстуры кальцит-настурановых
 а — отложение настурана (белый) между кристаллами кальцита CaCO_3 ; б — настуран в каль-
 цитовых полостях среди кальцита; в — зональное



руд (радиографии):

ците; в — обрастание обломков кальцита коркой настурана; з — настуран в друзовой
строение почковидной корки настурана

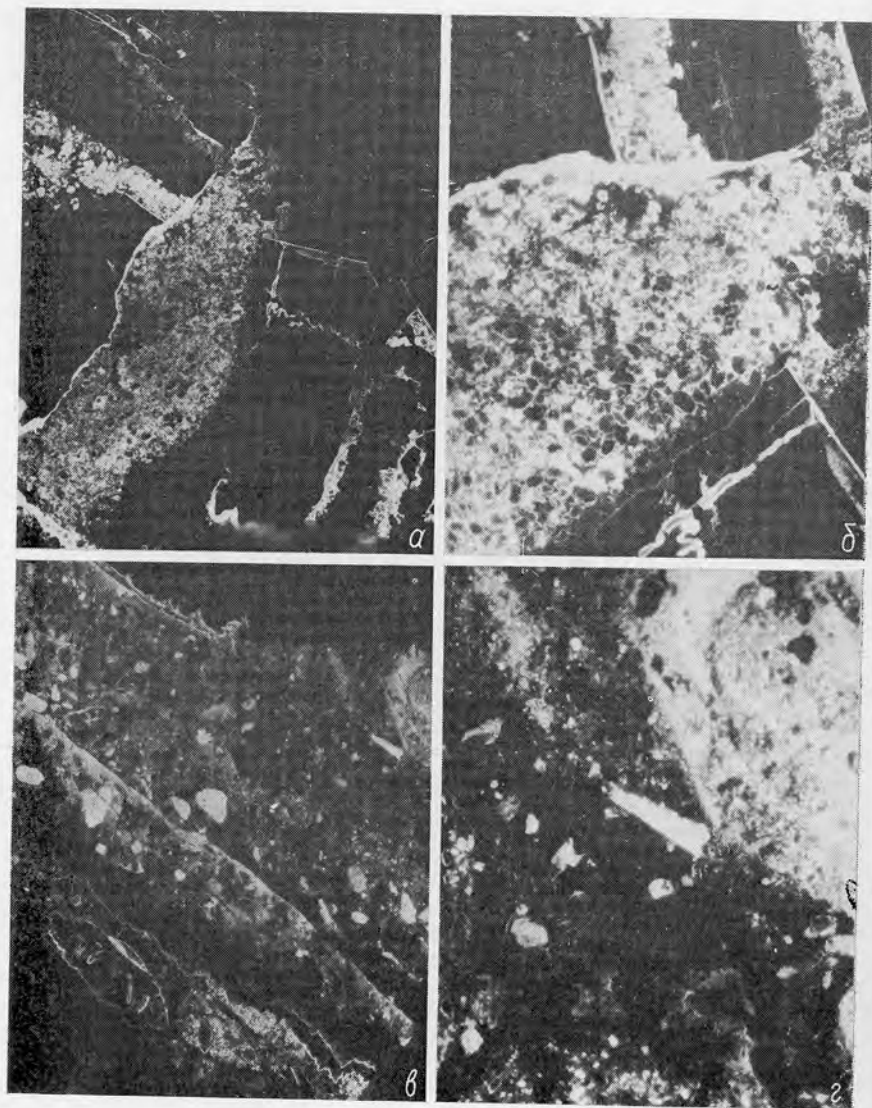


Рис. 3.15. Генерации настурана из кальцит-настурановой ассоциации (радио-
графии):
а — прожилковая и кокардовая текстуры, б — деталь; в — брекчиевая текстура, г — деталь

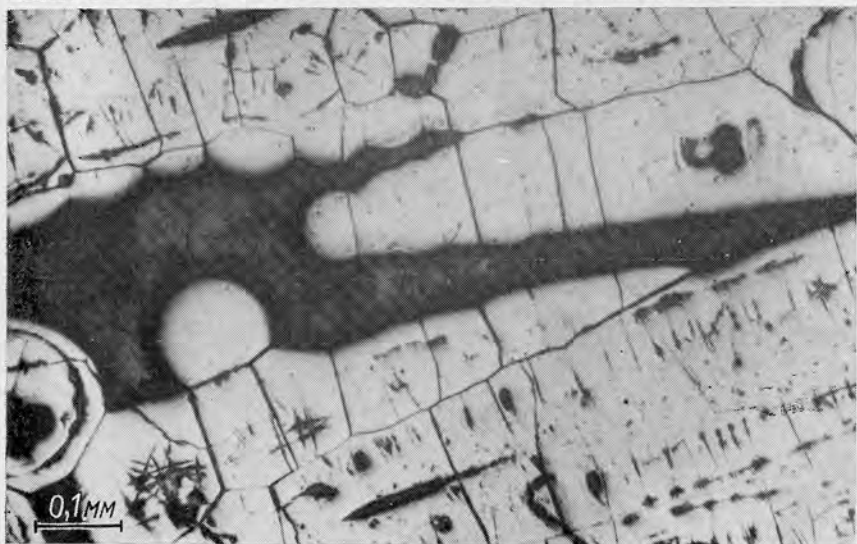


Рис. 3.17. Почковидная корка настурана на поверхности «тектонического зеркала» в дорудном кальците (деталь штуфа)

Рис. 3.18. Сталактитоподобные выделения настурана, образовавшиеся при обрастании сферолитовой коркой призматического минерала (микрофото аншлифа)

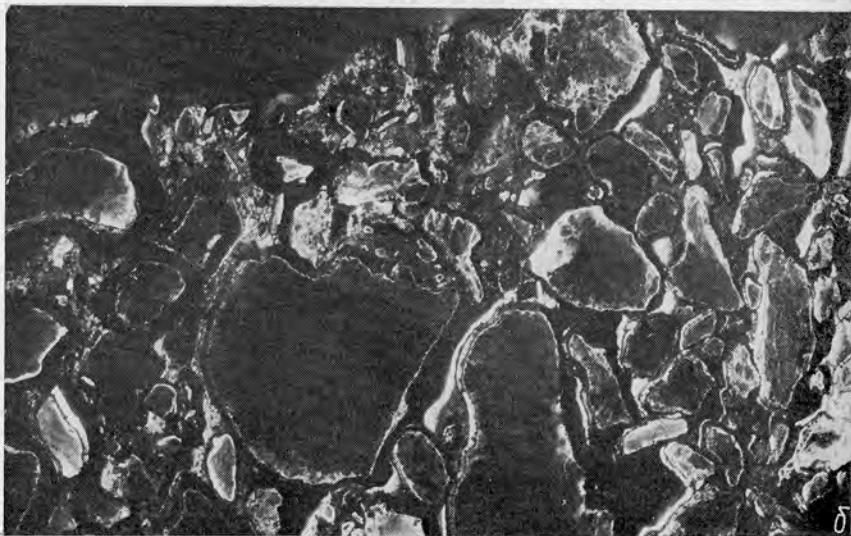
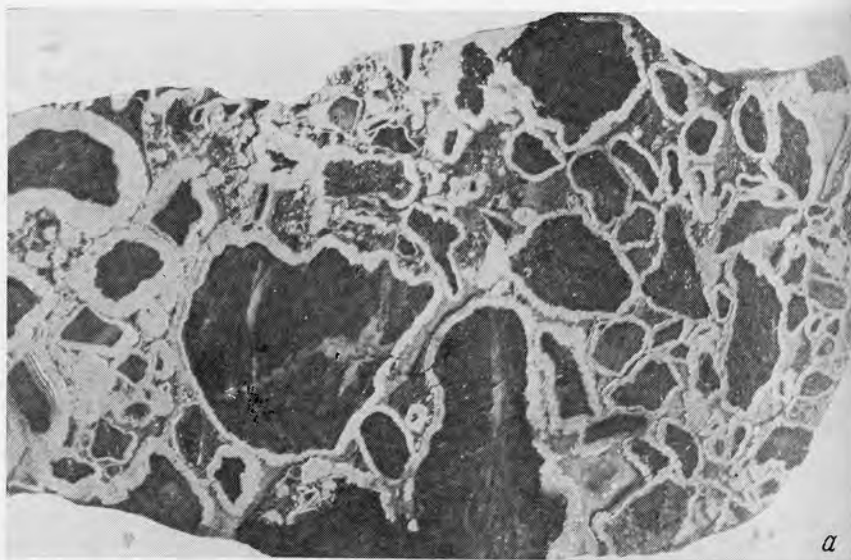


Рис. 3.20. Брекчиевая с элементами кокардовой текстура сфалерит-настурановой руды:

a — фото аншлифа; *б* — радиография того же аншлифа, $\times 10$

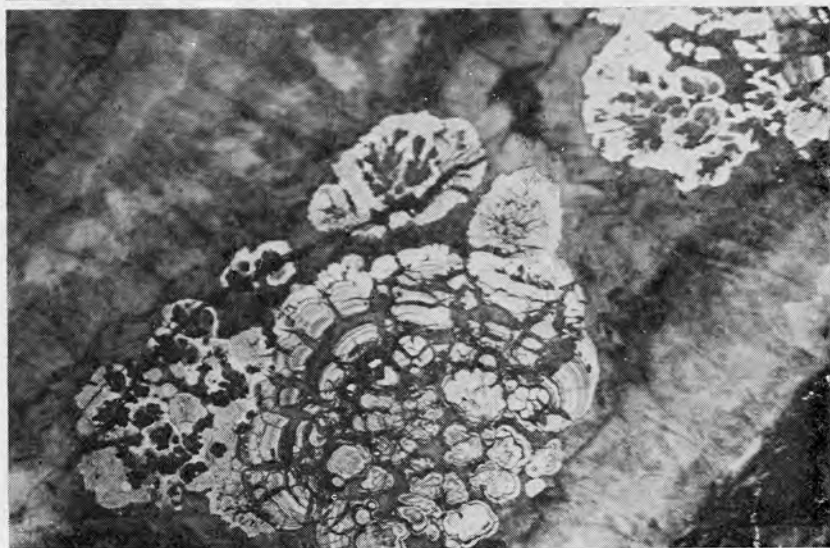
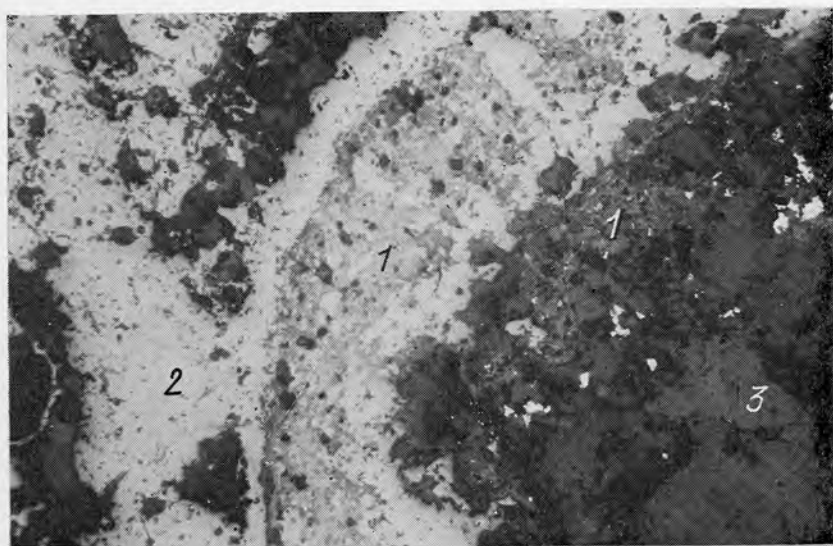


Рис. 3.21. Структура взаимного прорастания настурана (1) и сфалерита (2)
(3 — карбонат; микрофото аншлифа, $\times 340$)

Рис. 3.22. Колломорфно-концентрические образования диарсенидов никеля
и кобальта и урановых минералов среди крустификационного карбонатного
прожилка (микрофото аншлифа, $\times 4$)

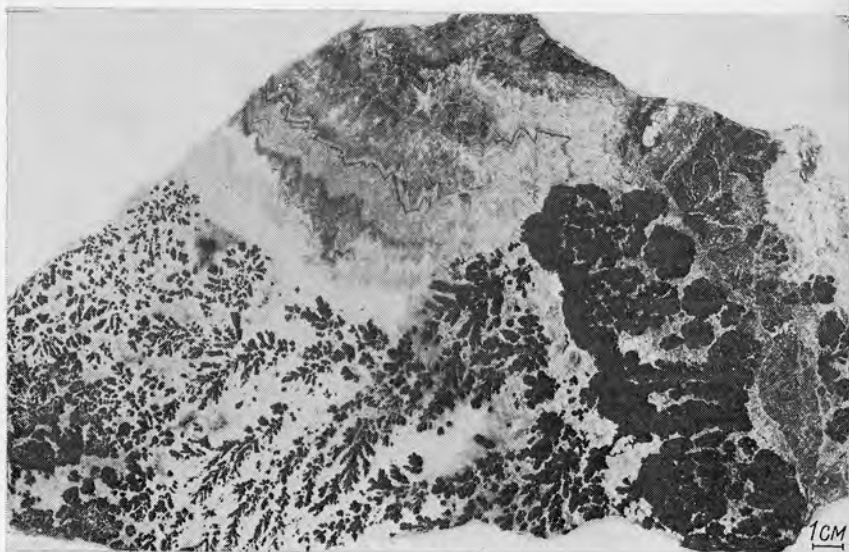


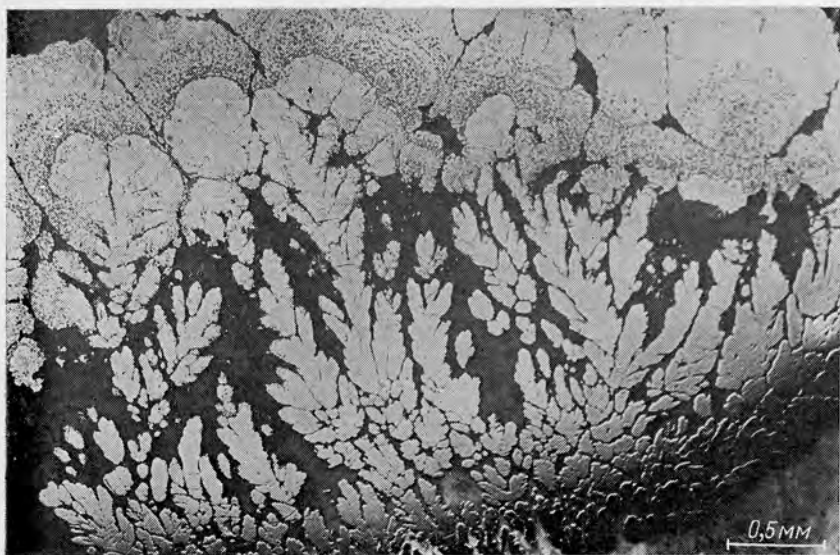
Рис. 3.23. Сложные дендриты диарсенидов никеля и кобальта в карбонатной жиле (фото аншлифа)

Рис. 3.24. Строение корки настурана, покрывающей поверхность кристаллов паранкерита. Настуран двух разновидностей: сферолитовый в основании корки и радиально-лучистый (столбчатый); белое — скуттерудит (микрофото аншлифа, $\times 200$)

Рис. 3.25. Псевдоморфозы настурана ($a = 5,39 \text{ \AA}$) по коффиниту в раммельсбергите (белый). Микрофото аншлифа, $\times 440$



Рис. 3.26. Переход дендритового никелина NiAs в почковидно-зональную корку. Зональность почек подчеркивается распределением в них мелких сферолитов настурана (микрофото аншлифа)



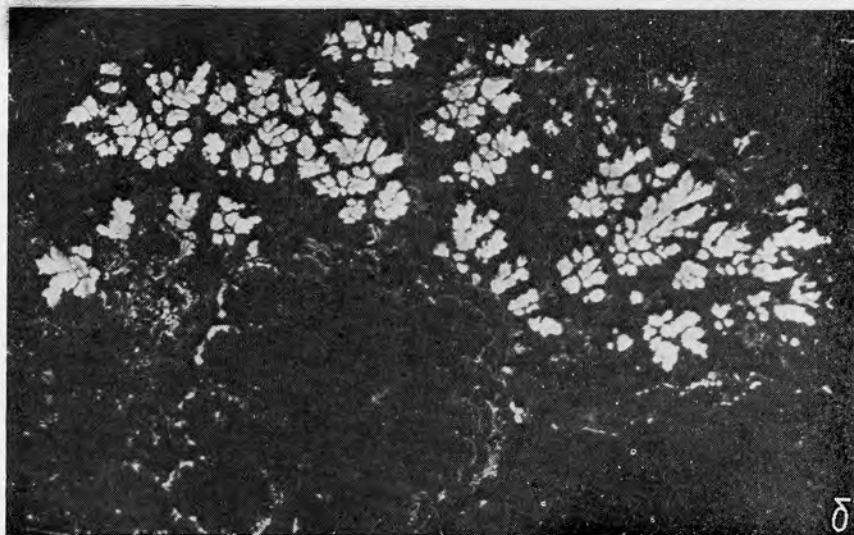


Рис. 3.27. Распределение минералов урана (белое) в сферолитовых дендритах арсенидов (радиография) (а) и дендриты урановых минералов (б). Радиография, $\times 6$

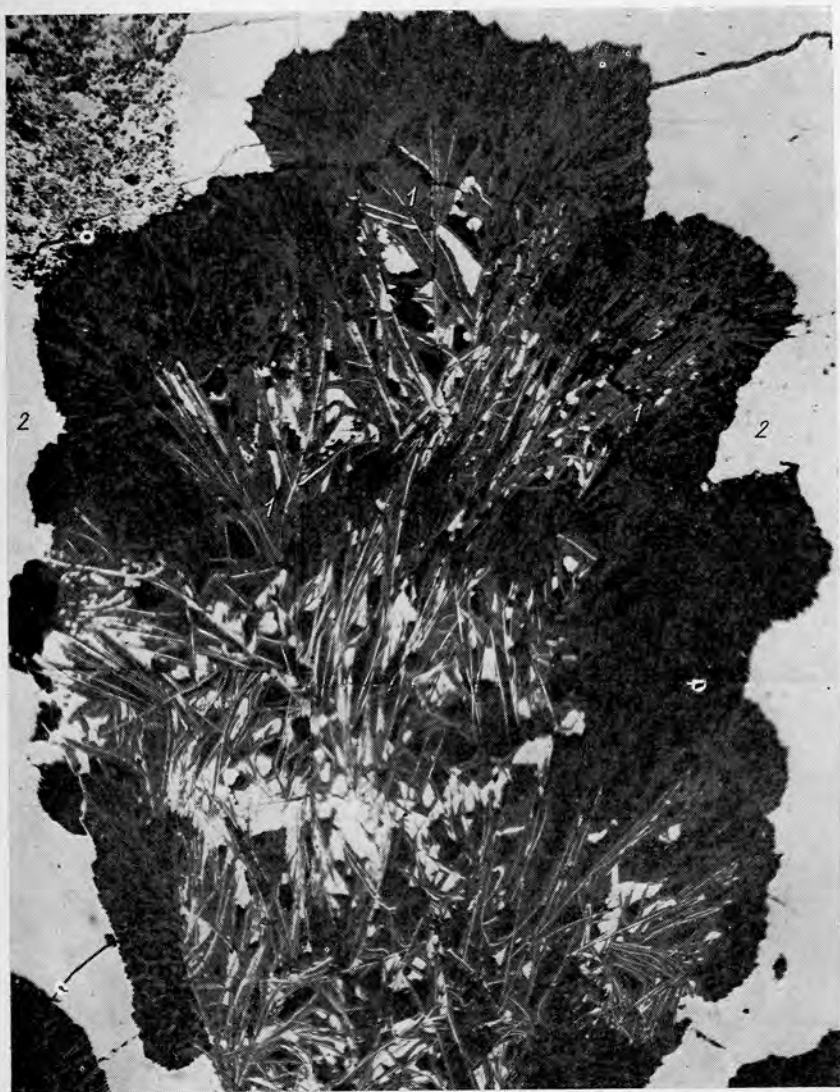


Рис. 3.28. Строение сложного дендрита настурана (1). (2 — раммельсбергит; микрофото аншлифа, $\times 200$)

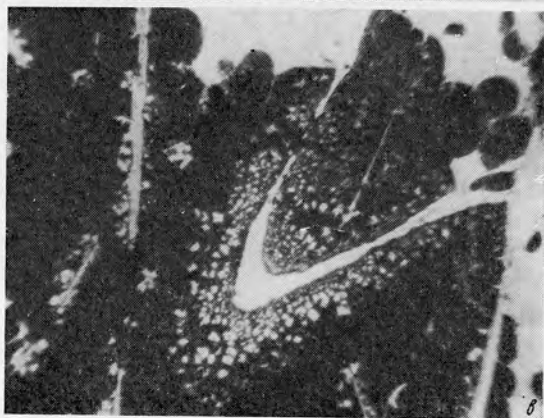
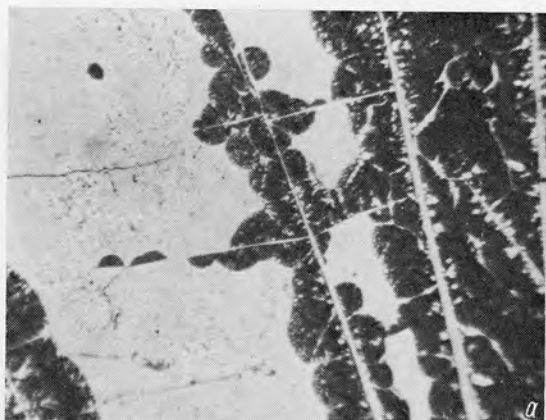


Рис. 3.29. Детали строения отдельных «ветвей» дендритовидного настурана (темное — настуран, светлое — арсениды никеля):

a — $\times 340$; *б* — $\times 675$; *в* — $\times 1000$

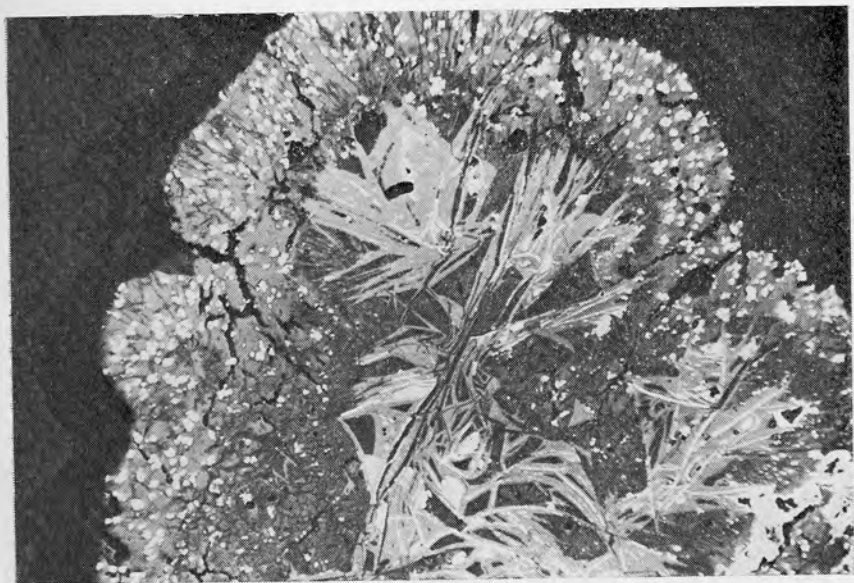


Рис. 3.30. Строение сложной почки настурана: внутренняя часть сложена пластинчатым и дендритовидным настураном; внешняя кайма — настуран, псевдоморфно заместивший коффинит (микрофото аншлифа, $\times 340$)

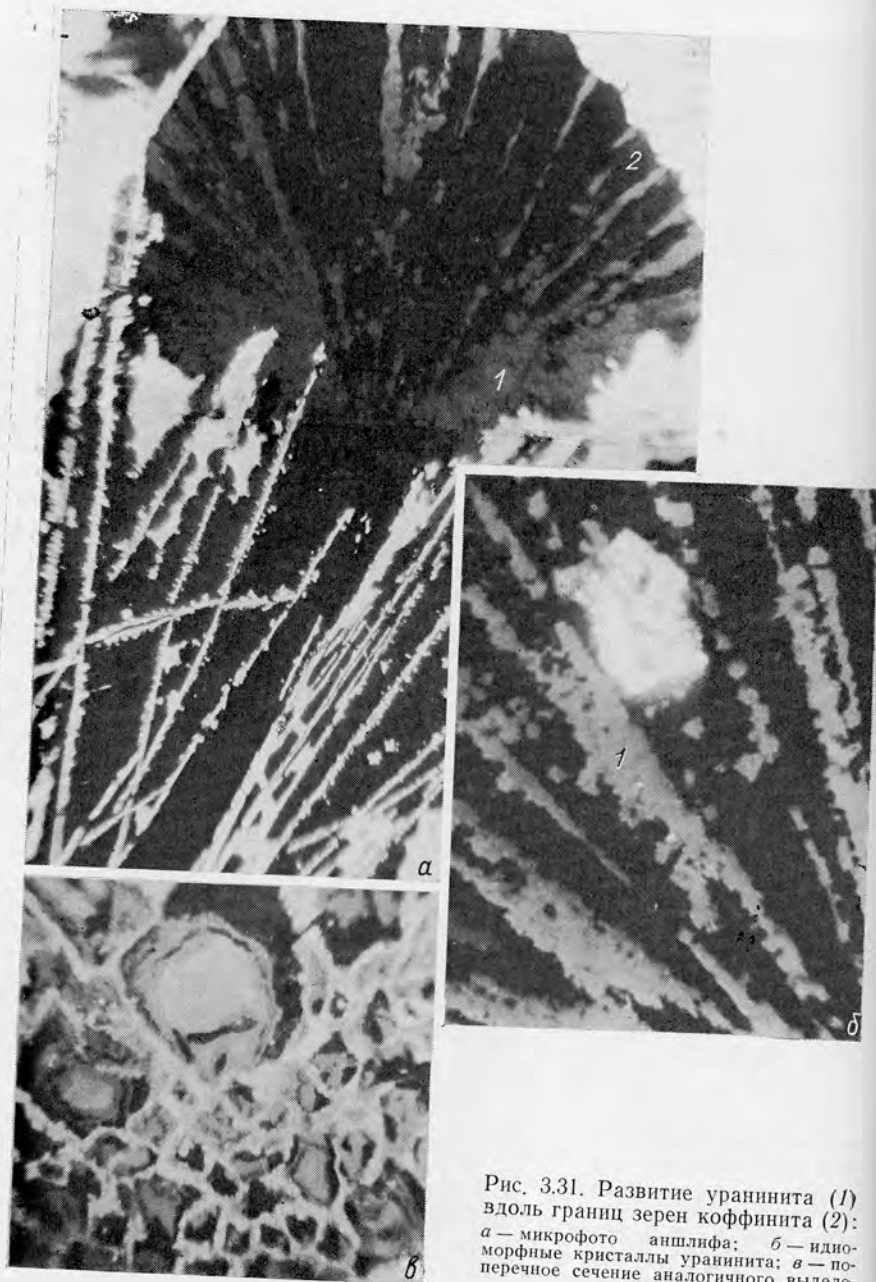


Рис. 3.31. Развитие уранинита (1) вдоль границ зерен коффинита (2): а — микрофото аншлифа; б — идиоморфные кристаллы уранинита; в — поперечное сечение аналогичного выделения, $\times 1000$

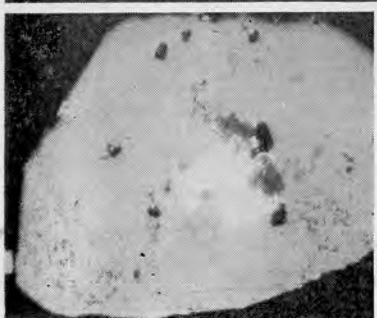
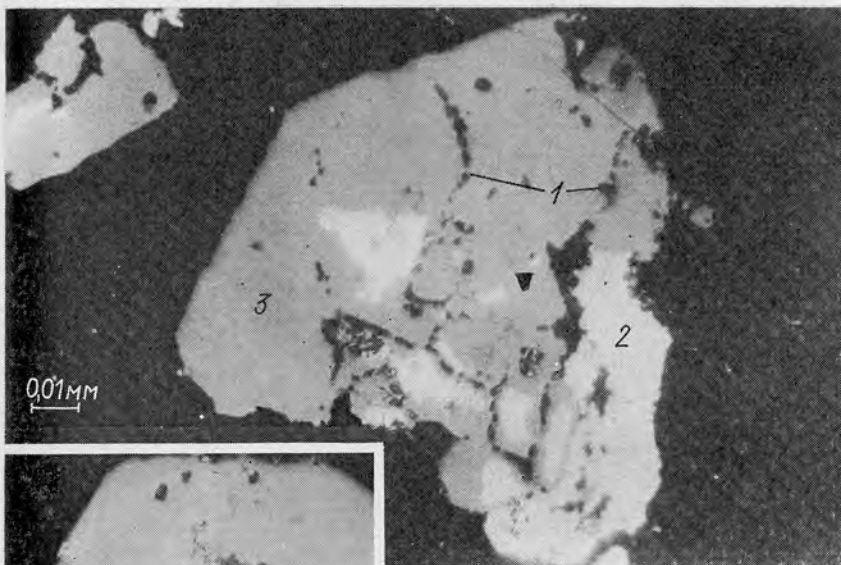
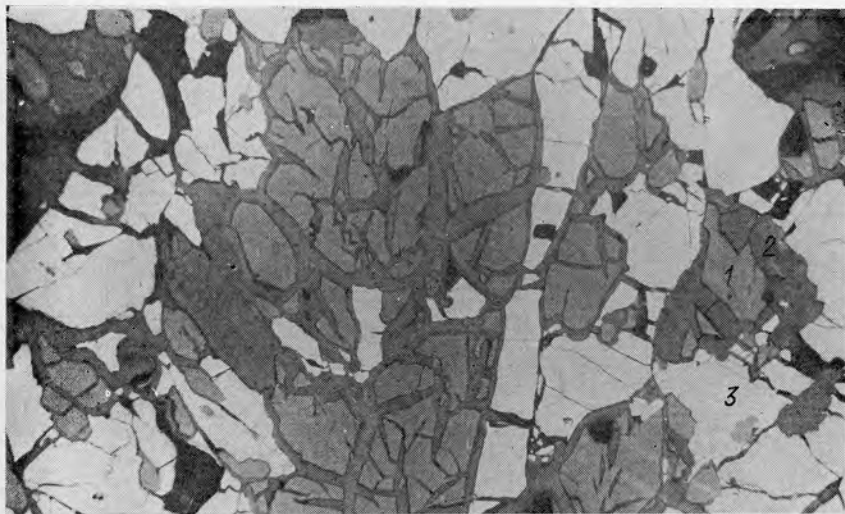


Рис. 3.32. Растаскивание агрегата сферолитового настурана (1) битумом (2) (3 — скуттерудит; микрофото аншлифа, $\times 440$)

Рис. 3.33. Сферолиты настурана (1) по границам пирита (2), в том числе в псевдоморфозах блеклой руды (3) по галениту (микрофото шлифа)

Рис. 3.34. Разная степень кристалличности коффинита из битумных агрегатов (электронное микрофото)

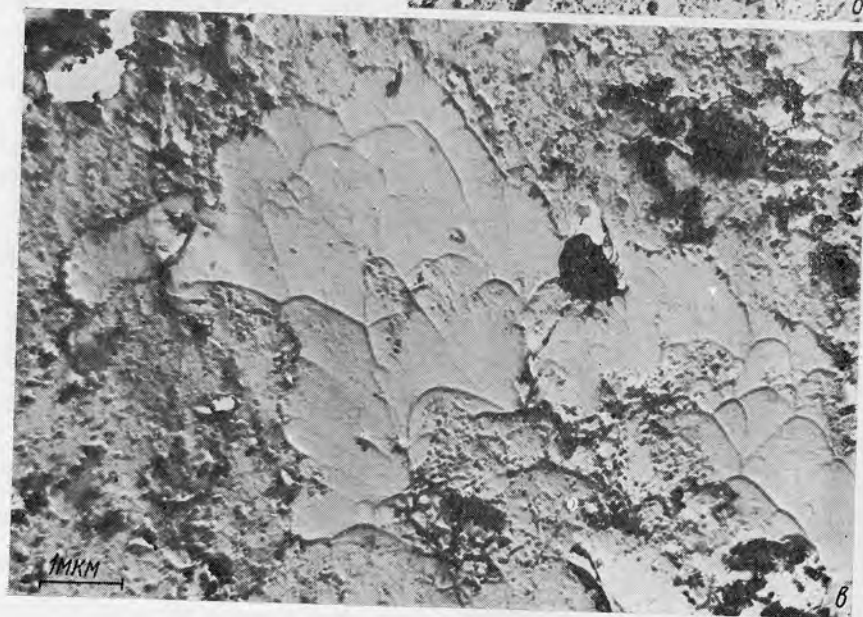
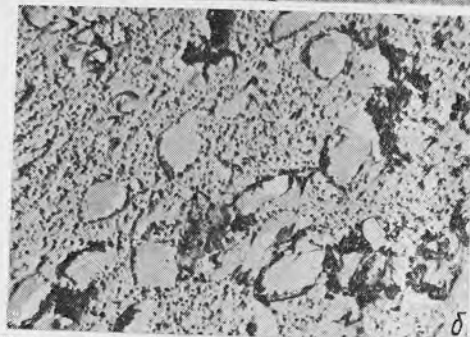




Рис. 3.35. Корковая структура наиболее полимеризованного битума. (электронное микрофото)

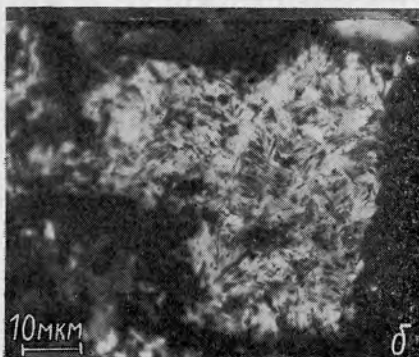
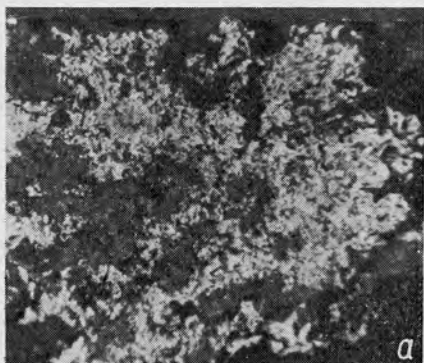


Рис. 3.36. Мелкозернистый (а) и крупнозернистый (б) молибденит в сростаниях с иордизитом (более темные, также анизотропные листочки). Иммерсия

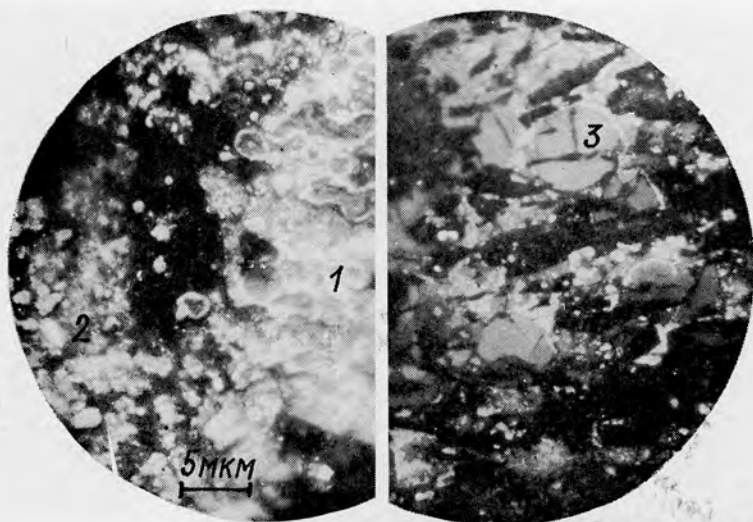


Рис. 3.37. Молибденитовые розетки и каймы (1) вокруг коффинит-битумных срастаний (2). Видны округлые выделения битума (3). Иммерсия

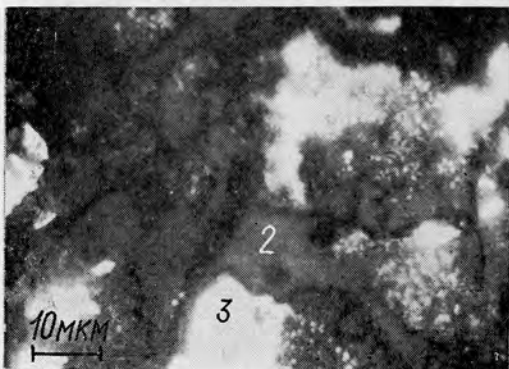
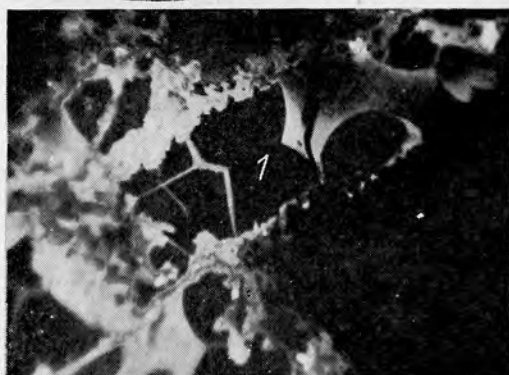


Рис. 3.38. Реликты настурана (1) и коффинита-битума (2) в иордизит-молибденитовых выделениях (3). Иммерсия

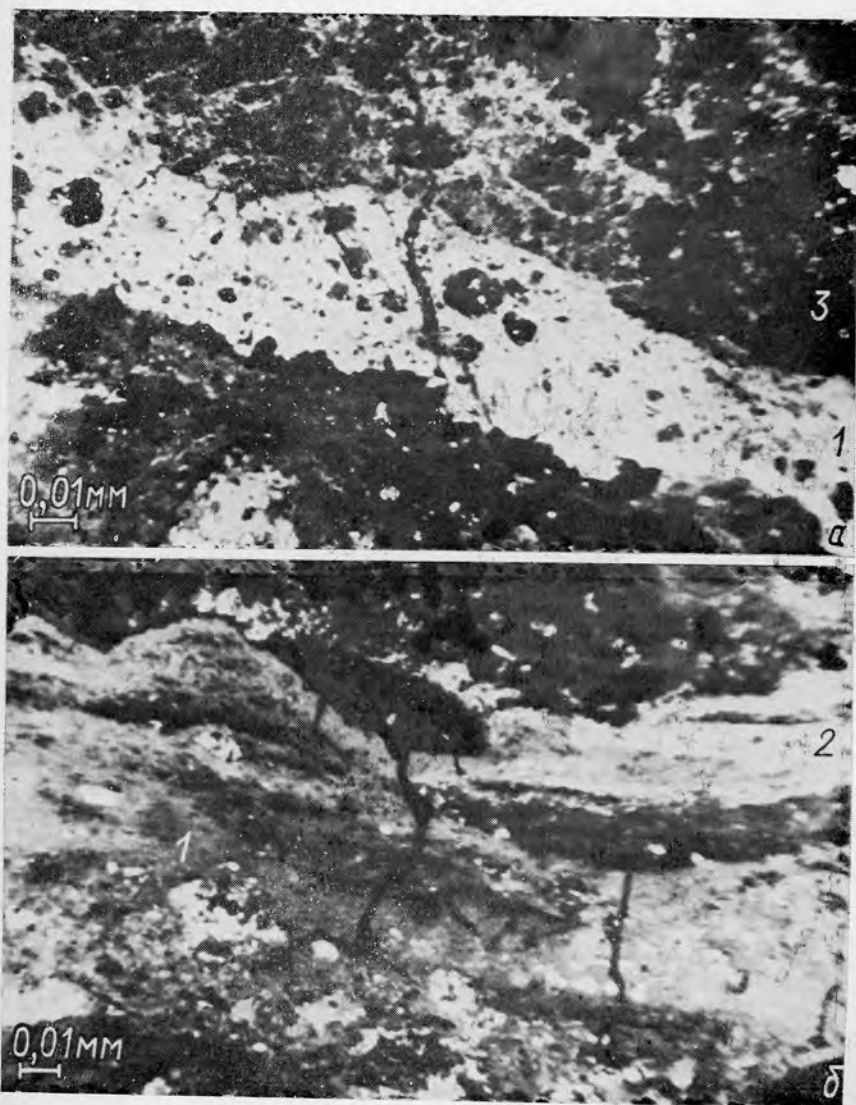


Рис. 4.3. Метасоматические настурановые (а) и настуран-коффинитовые (б) прожилки (микрофото-аншлифов):
1 — настуран; 2 — молибденит; 3 — вмещающая порода

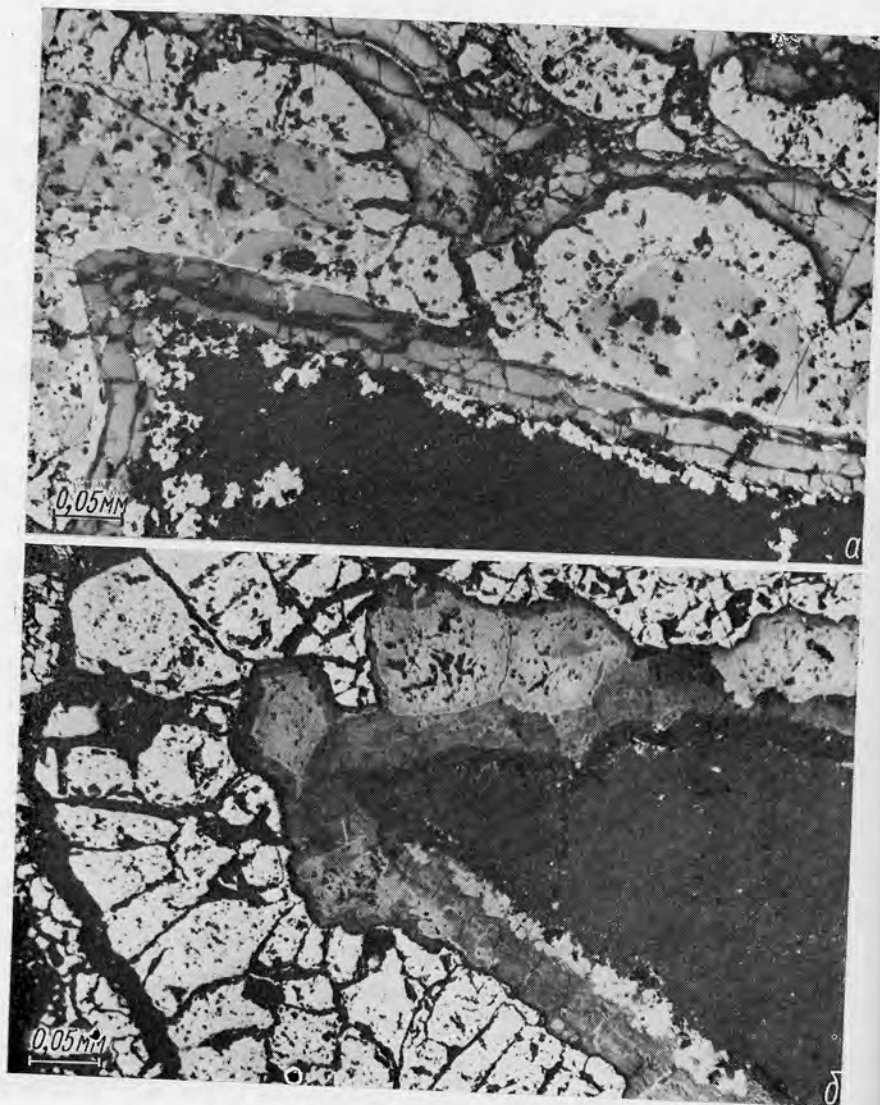
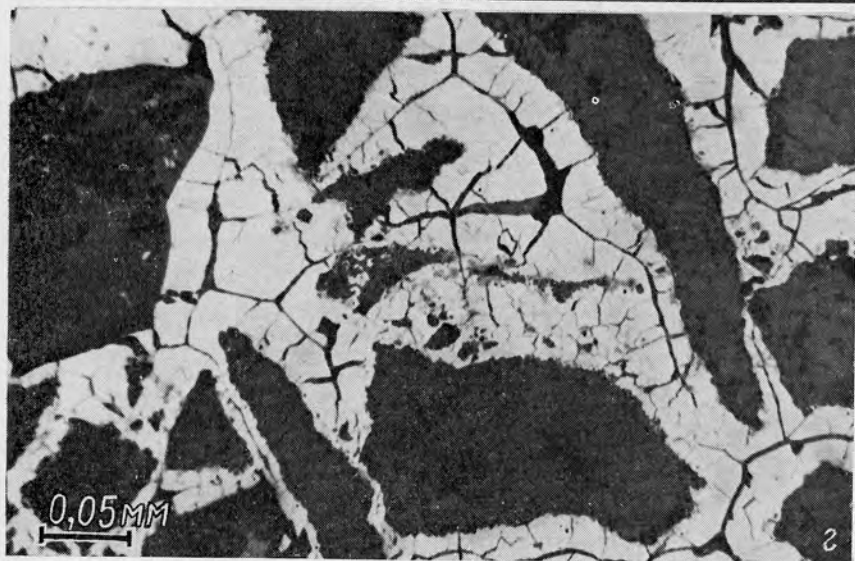
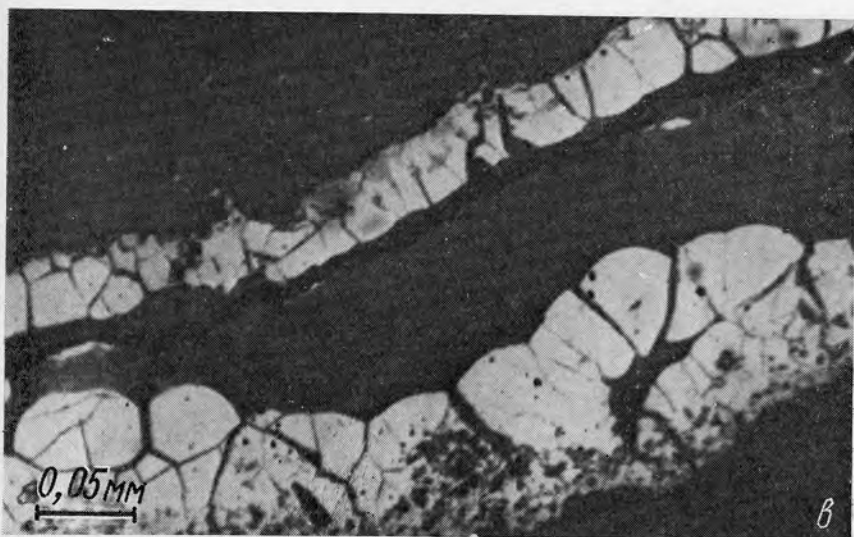


Рис. 4.2. Текстуры выполнения уран-молибденовых
а — колломорфно-полосчатая; *б* — корустификационно-зональная; *в* — прожилковая с асим



руд (микрофото аншлифов):
метрическим строением прожилка; з — брекчиевая



Рис. 4.4. Псевдоморфозы настурана по титаномagnetиту (а), серициту (б) и хлориту (в). Микрофото

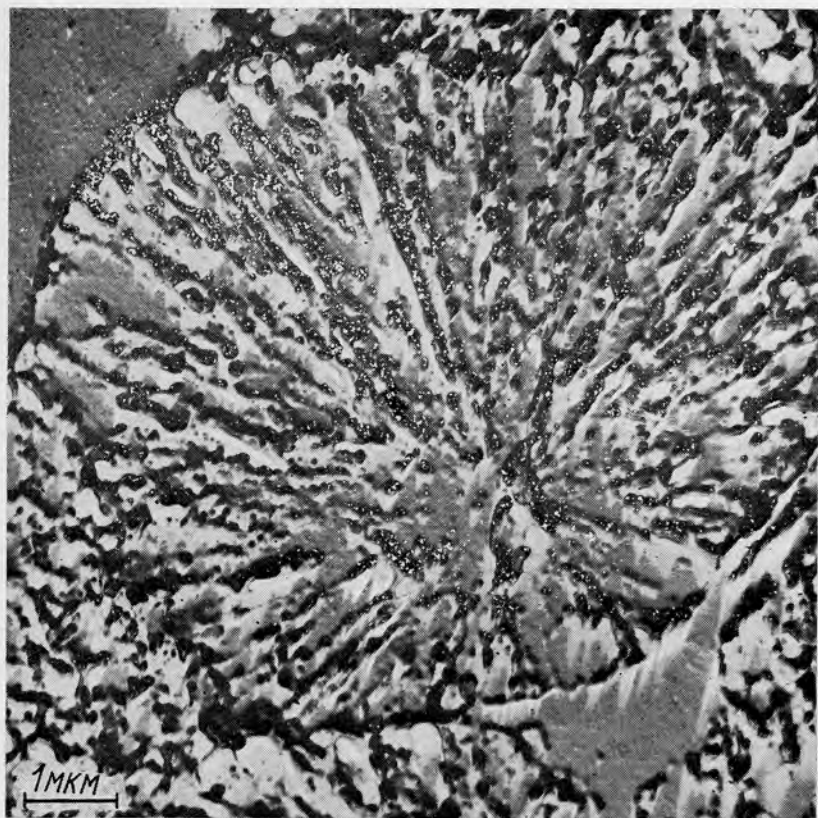


Рис. 4.6. Радиально-лучистое строение сферокристалла настурана I с кубическим зародышем в центре (электронное микрофото)

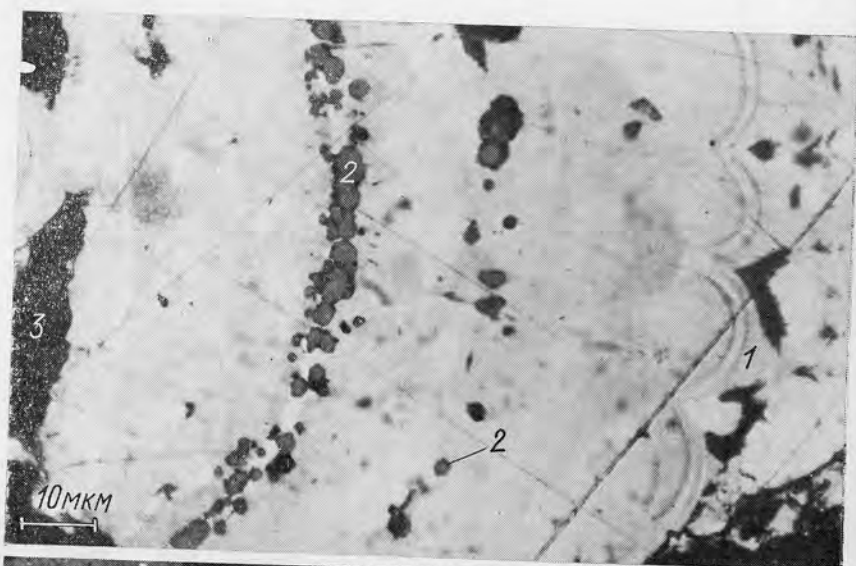


Рис. 4.7. Колломорфная корка молибденита с включениями мелкосферолитового наустрана II (микрофото):

1 — молибденит; 2 — наустран; 3 — вмещающая порода

Рис. 4.8. Пересечение прожилком крупносферолитового наустрана III мелкосферолитового наустрана I (микрофото аншлифа):

1 — наустран I; 2 — наустран III; 3 — сульфид; 4 — порода



Рис. 4.9. Колломорфно-зональное строение корки крупносферолитового настурана III (микрофото аншлифа)

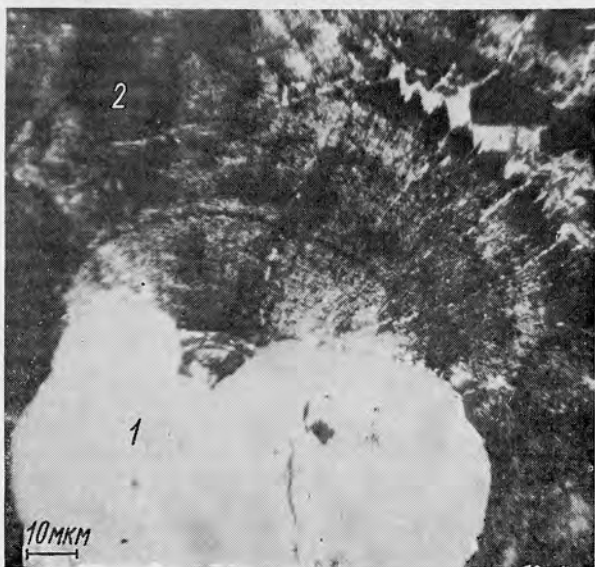


Рис. 4.10. Совместный рост сферолита настурана III и столбчатых кристаллов коффинита III (микрофото аншлифа):

1 — настуран; 2 — коффинит (светло-серые точки в нем — уранинит, белые — галенит)



Рис. 4.11. Почковидные корки настурана III с включениями (одновременное отложение) иордизита в приповерхностной зоне сферолитов (микрофото аншлифа)
 1 — настуран; 2 — иордизит; 3 — кальцит; 4 — пирит



Рис. 4.12. Многофазное строение кайм перетолженного настурана IV (микрофото)

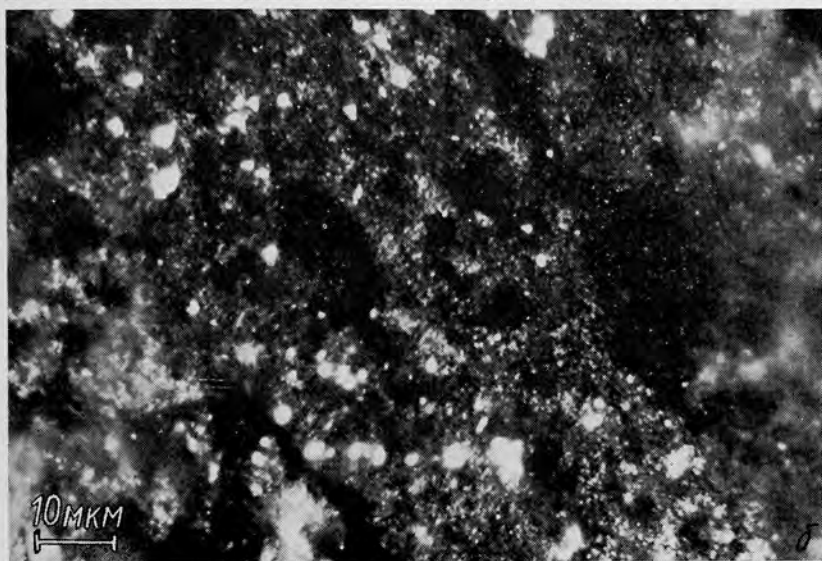
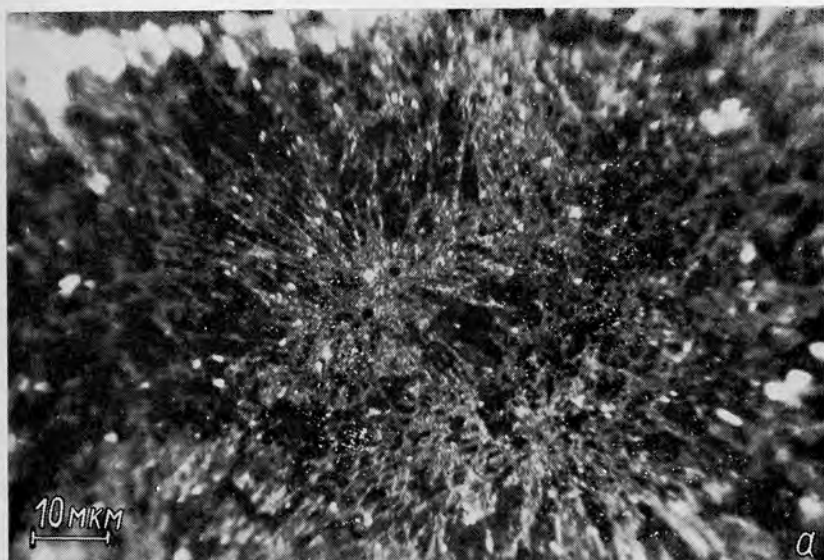


Рис. 4.13. Структуры метамиктно распавшегося коффинита (микрофото
аншлифа):
а — сrostки радиально-лучистых кристаллов; б — мелкокристаллический агрегат

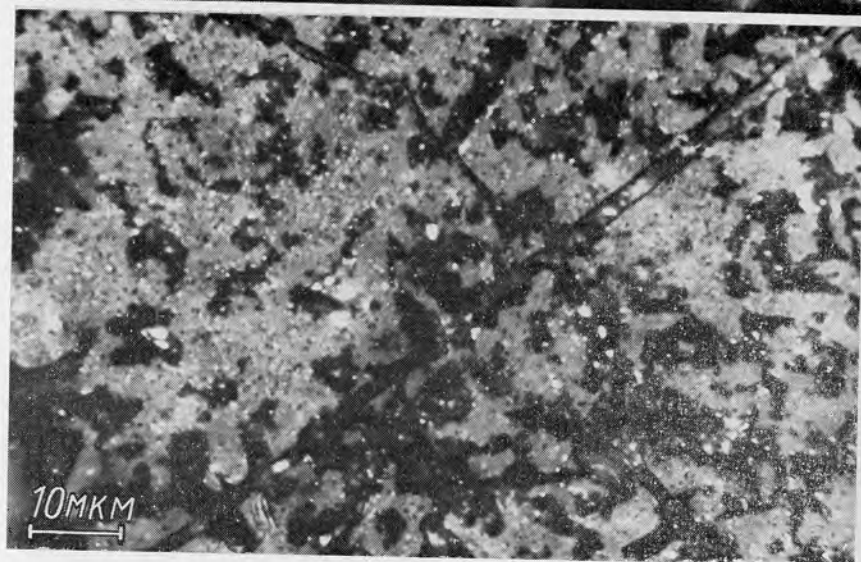
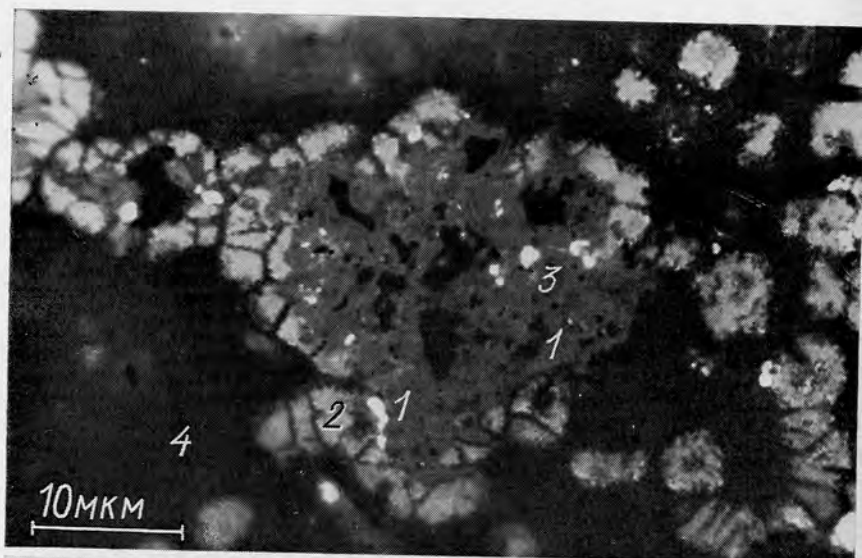


Рис. 4.14. Обрастание и замещение коффинита I настураном (микрофото аншлифа):

1 — коффинит; 2 — настуран; 3 — пирит; 4 — вмещающая порода

Рис. 4.15. Радиогенные псевдоморфозы настурана по коффиниту (белые точечные включения в них — галенит). Микрофото аншлифа

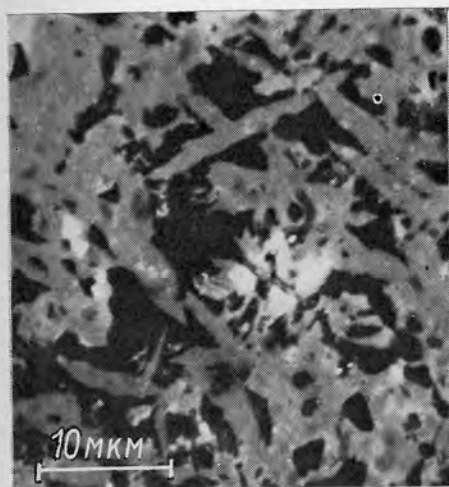


Рис. 4.16. Агрегат игольчатых неизотропизированных кристаллов коффинита I во вмещающих фельзитах (микрофото аншлифа)

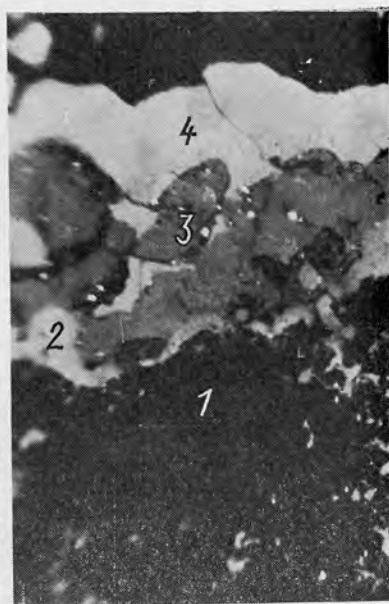
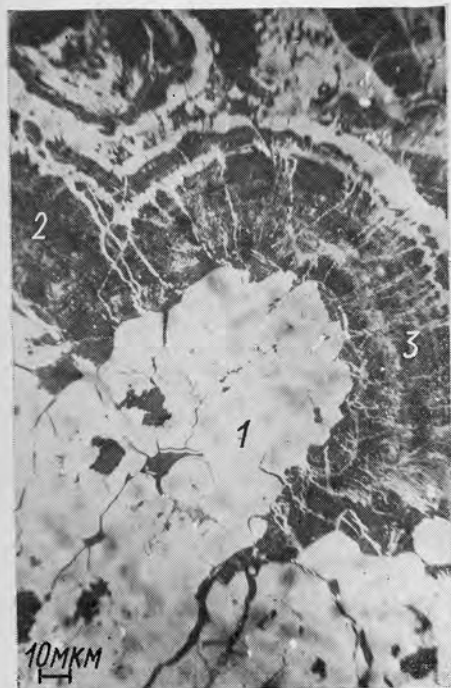


Рис. 4.17. Полосчатое строение каймы с последовательным нарастанием разновременных генераций настурана и коффинита:

1 — коффинит; 2 — настуран I; 3 — коффинит II; 4 — настуран III; 5 — вмещающая порода

Рис. 4.18. Фрагмент колломорфно-зональной корки с участками совместного роста настурана III и коффинита III (микрофото аншлифа):

1 — настуран; 2 — изотропизированный коффинит; 3 — новообразованные окислы урана

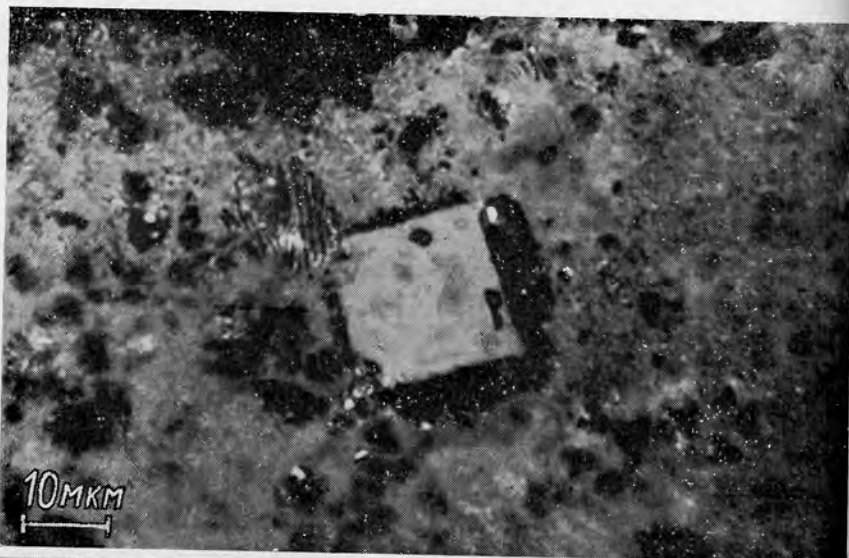


Рис. 4.19. Идиоморфный кристалл уранинита среди агрегата метамиктно расплавленного коффинита (микрофото аншлифа)

Рис. 4.20. Скопление гексагональных кристаллов молибденита II с включениями сферолитов настурана II (микрофото аншлифа, николи не полностью скрещены):

1 — молибденит; 2 — настуран

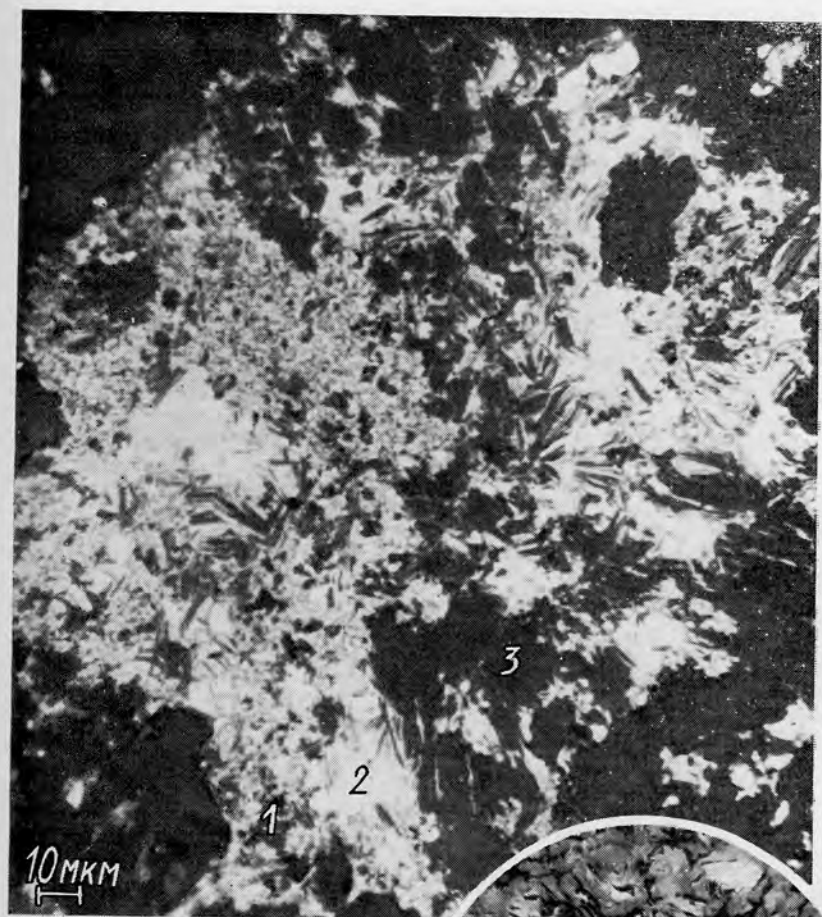


Рис. 4.21. Агрегат мелкочешуйчатого молибденита II, мелко-сферолитового настурана II и хлорита (микрофото аншлифа):
1 — настуран; 2 — молибденит; 3 — хлорит

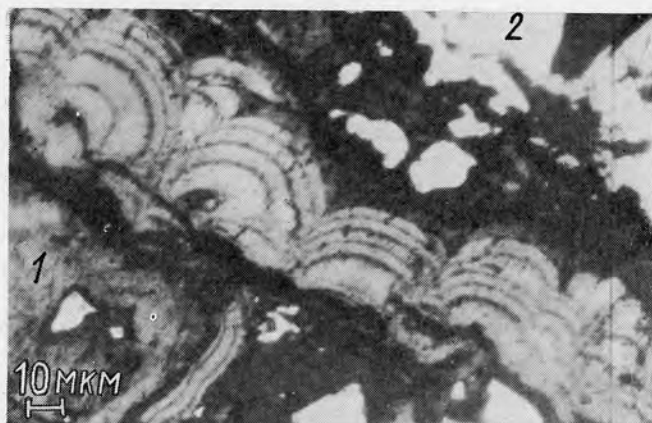


Рис. 4.22. Почковидно-зональная корка молибденита II (микрофото аншлифа):

1 — молибденит; 2 — пирит

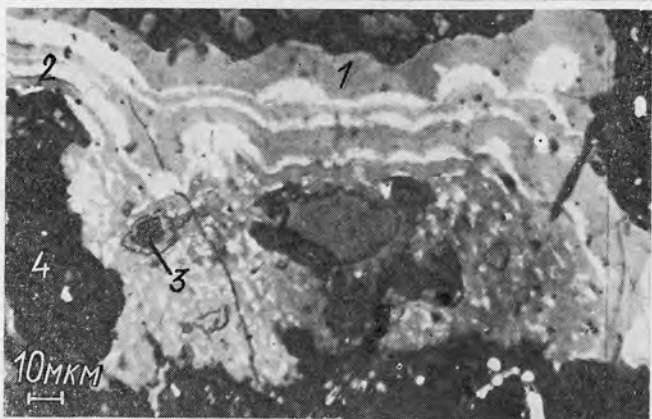


Рис. 4.23. Полосчатая, колломорфная молибденит-нордзитовая корка с включениями сферолитов настурана II (микрофото аншлифа):

1 — нордзит; 2 — молибденит; 3 — настуран; 4 — вмещающая порода

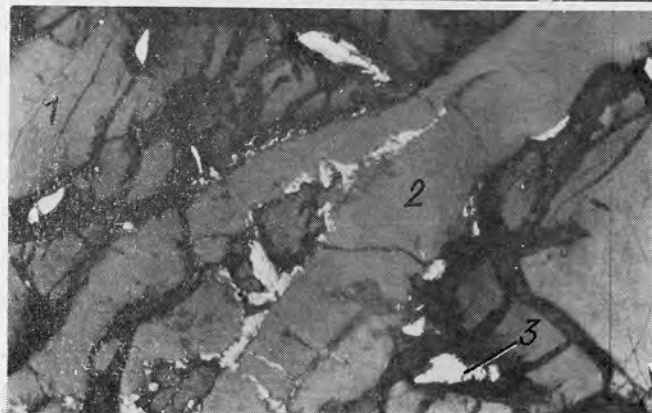


Рис. 4.24. Пересечение сегментированного фемолита прожилком настурана III:

1 — фемолит; 2 — настуран; 3 — пирит

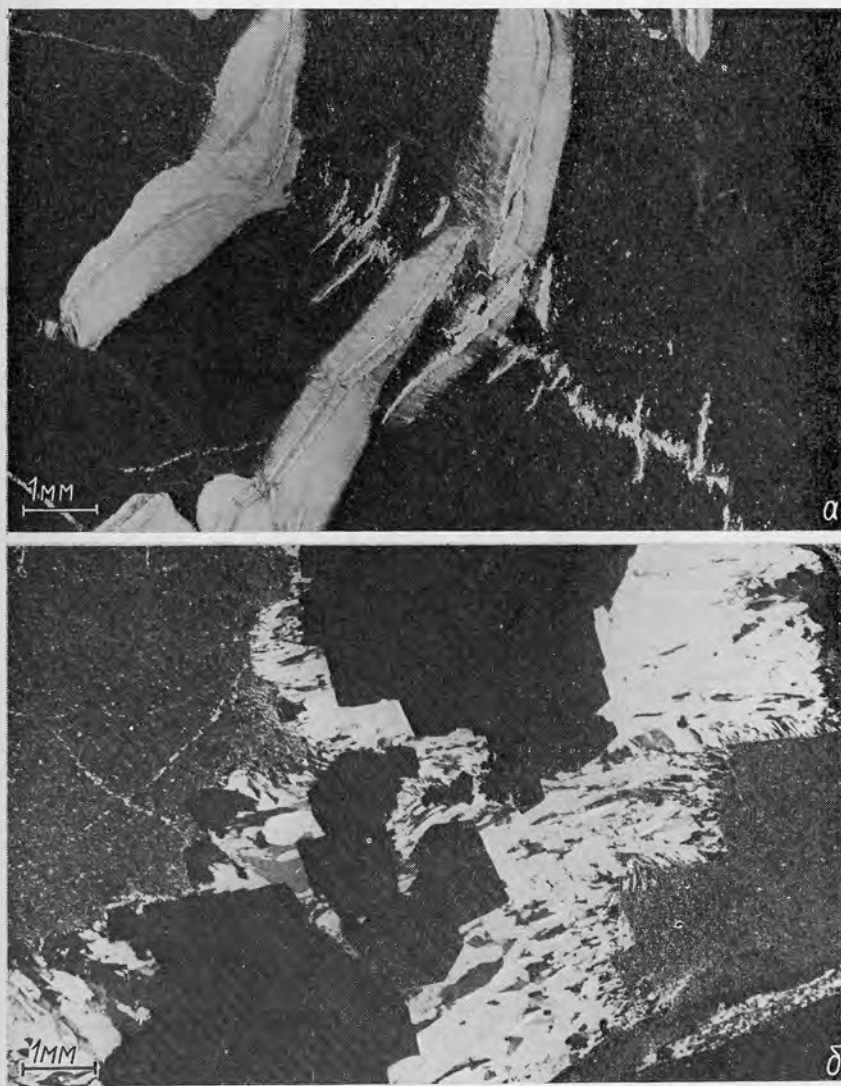


Рис. 4.27. Волокнистые оторочки кварц-серицитового состава около пиритовых микропрожилков и кристаллов:
а — фото шлифованной поверхности штуфа; *б* — микрофото шлифа

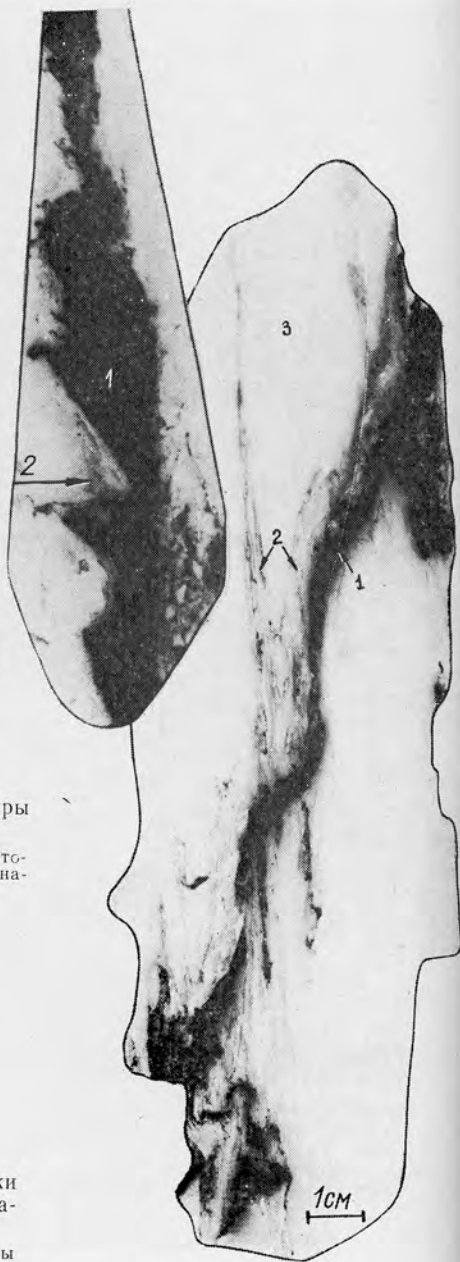


Рис. 4.28. Руды брекчиевой текстуры (радиографии штуфа):

1 — настурановые и настуран-молибденитовые корки; 2 — вкрапленные выделения настурана

Рис. 4.29. Настурановые прожилки в зонах брекчирования (радиография штуфа):

1, 2 — см. рис. 4.28; 3 — вмещающие породы

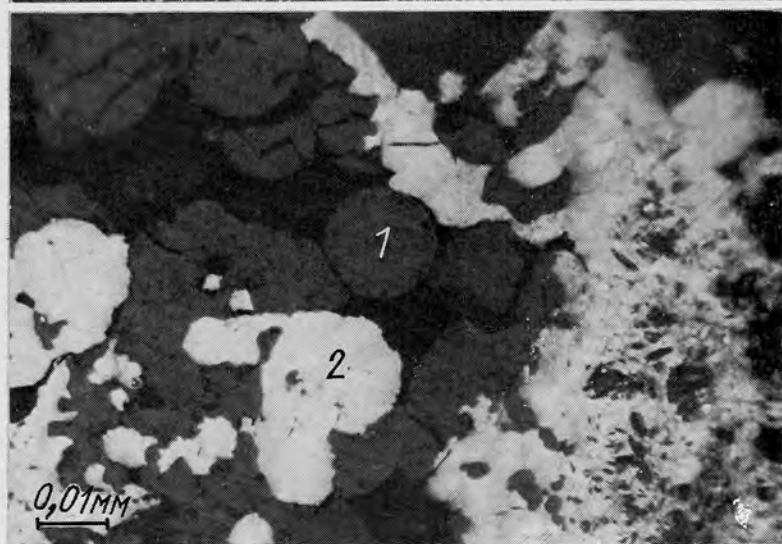
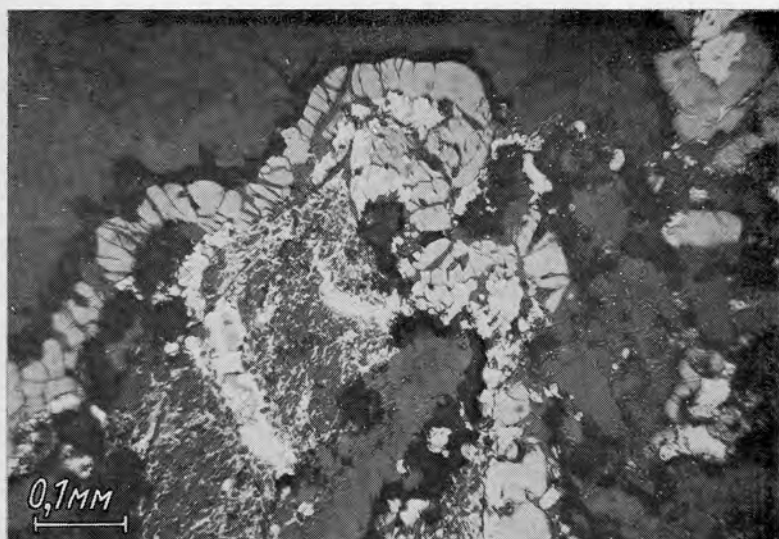


Рис. 4.30. Нарастание настурановых корок на молибденитовые и иордизит-настурановые агрегаты. Микрофото аншлифа

Рис. 4.31. Настуран-молибденитовый агрегат со структурами одновременного роста сферолитов настурана (1) и колломорфных корок иордизита (2). Микрофото аншлифа, иммерсия

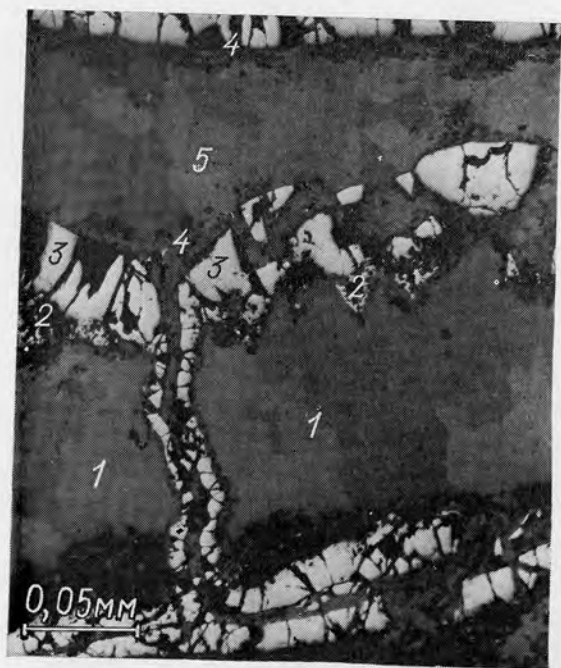


Рис. 4.32. Текстуры пересечения ранних кристаллических выделений карбоната (1) и корок молибденит-настуранового агрегата (2), настураном второй генерации (3) с хлоритом (4) и поздним карбонатом (5).
Микрофото аншлифа



Рис. 4.33. Пересечение и цементация поздними карбонатами (1) настурана (2) и раннего карбоната (3). Микрофото аншлифа

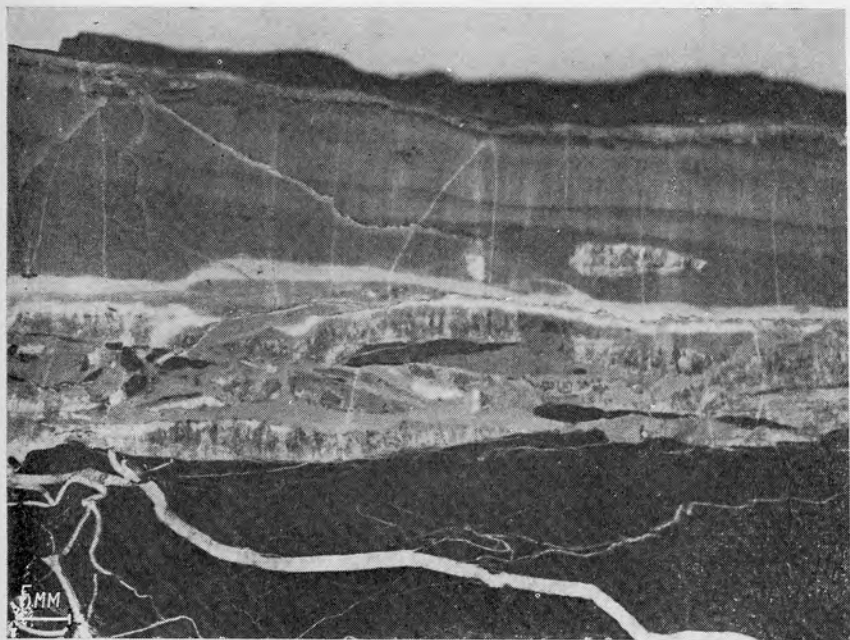


Рис. 4.34. Строение карбонатной жилы, сложенной зелеными карбонатами различных оттенков (фотография штуфа)



Рис. 4.37. Микропрожилки твердого битума, цементирующие обломки настурана (светло-серые). Микрофото шлифа в поляризованном свете, иммерсия)

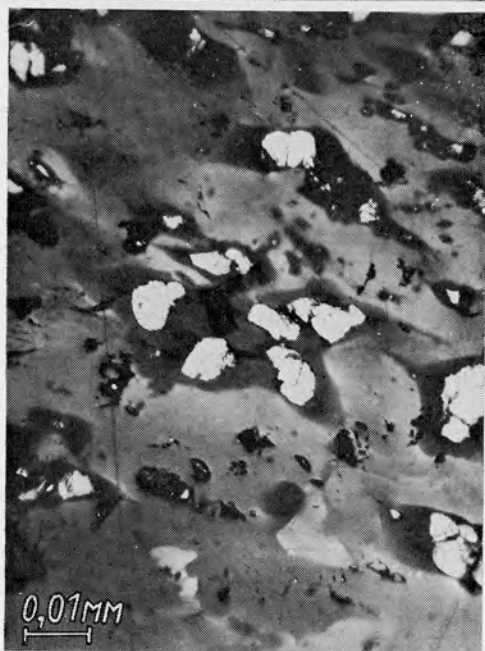


Рис. 4.38. Каймы низкоотражающего битума вокруг обломков настурана (белое). Микрофото шлифа, иммерсия



Рис. 4.39. Развитие кварц-карбонатных параллельно-шестоватых прожилков (1) в настурановой корке (2) по системе трещин, перпендикулярных зальбандам, и последующее замещение карбоната этих прожилков галени-
том и халькопиритом (3):

а — общий вид; *б* — деталь участка корки (микрофото аншлифа)

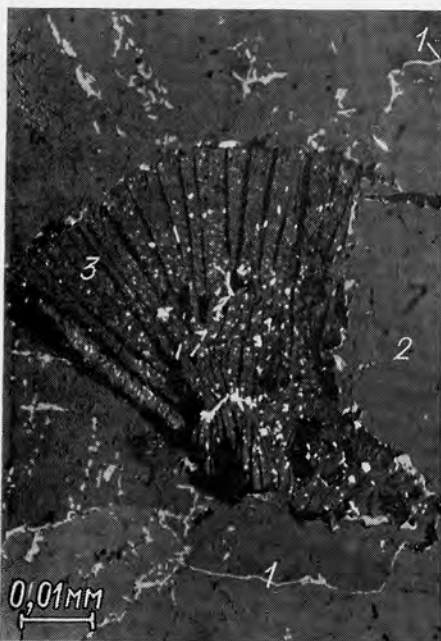
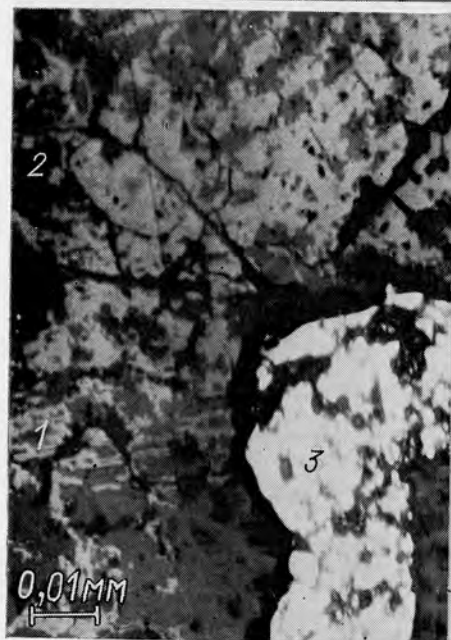


Рис. 4.40. Микропрожилки настурана IV (1) в кальците (2), приуроченные к сферолитам хлорита (3). Микрофото аншлифа, иммерсия

Рис. 4.41. Формы выделения настурана IV (1) в кальците (2), развитого вокруг зерен пирита (3)

Рис. 4.42. Микропрожилки настурана IV (1), развитые вокруг зерен кварца (2). В центре зерна кварца кристалл коффинита (3) с каймой настурана IV



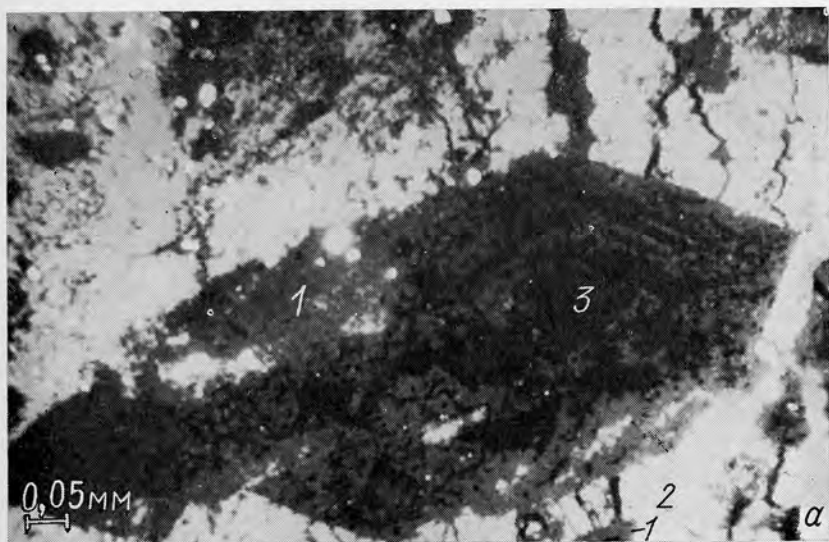


Рис. 4.43. Развитие настурана IV в карбонате (а) и настуране I—II (б) (микрофото аншлифа):

1 — настуран IV; 2 — настуран I—II; 3 — карбонат

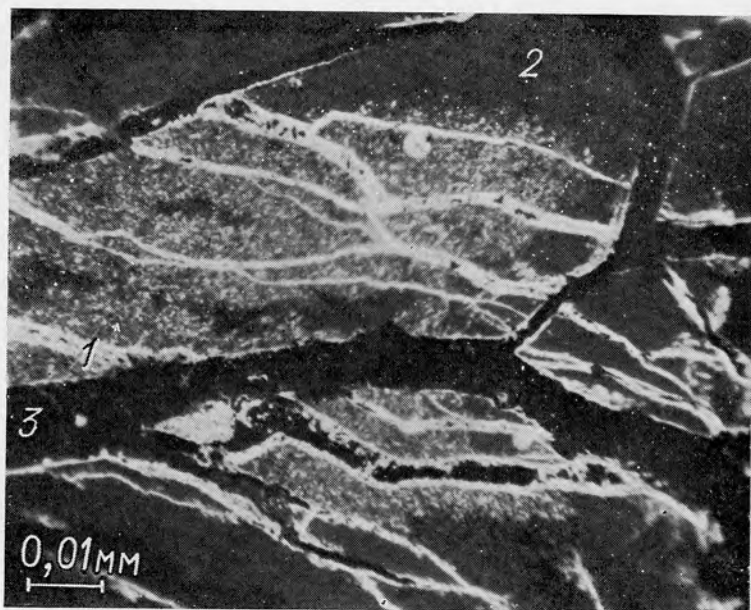


Рис. 4.44. Развитие прожилков и вкрапленности марказита (1) по настурану (2). Микрофото аншлифа, иммерсия

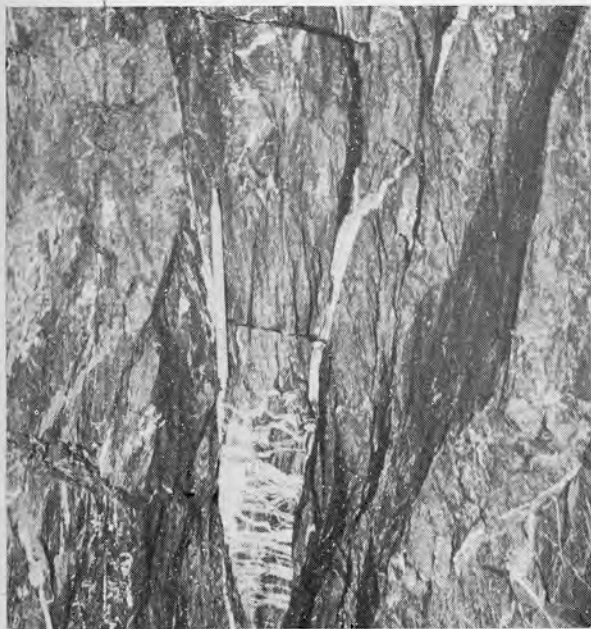


Рис. 4.47. Развитие субпараллельных кварц-карбонатных прожилков в тектоническом «клине» (фотография стенки выработки)

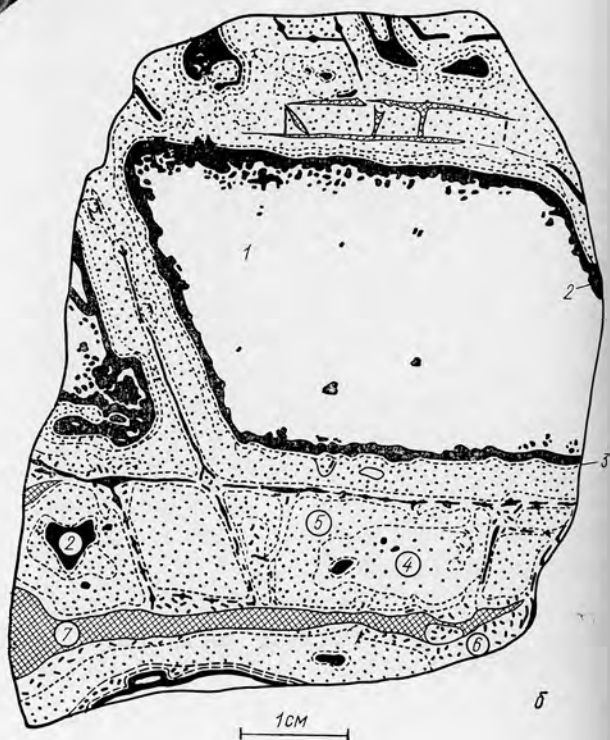


Рис. 4.48. Развитие кварц-карбонатных прожилков параллельно-шестоватой текстуры в мелких трещинах отрыва, оперяющих основную зону (фотография стенки выработки)



Рис. 4.52. Выделения коффинита и настурана в метасоматически измененных туфах:

a — радиография; *б* — зарисовка туфа; 1 — осветленный и доломитизированный туф; 2 — выделения настурана и коффинита; 3 — зона развития гидрослюд; 4, 5 — зоны гематитизации различной интенсивности; 6 — зона хлоритизации; 7 — карбонатно-сульфидно-гематитовые прожилки



б

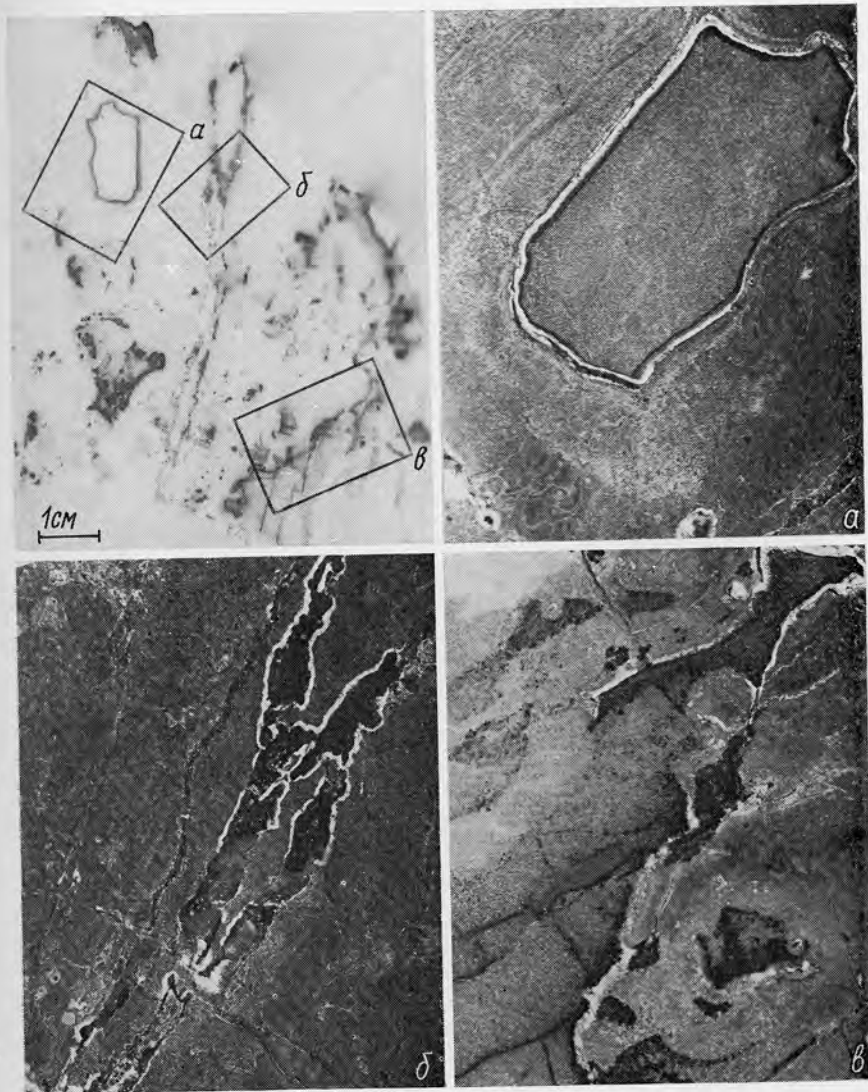


Рис. 4.53. Пятнистые руды в туфопесчаниках (слева сверху — радиография, негатив):

a—в — фотографии участков, очерченных рамками

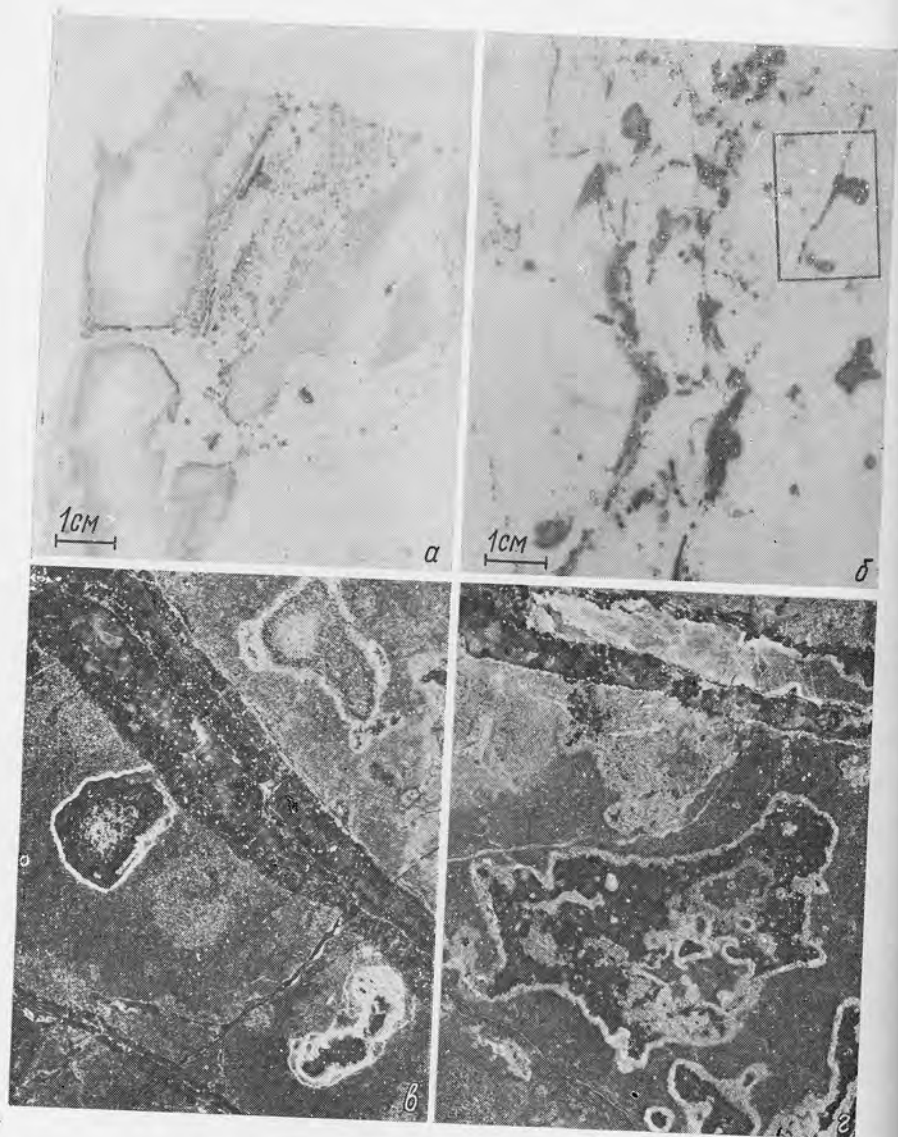


Рис. 4.54. Пятнистые руды в туфопесчаниках:
a, *b* — радиографии, негатив; *v*, *z* — фотографии отдельных участков штуфа, изображенных на рис. 4.54, *b* и на рис. 4.53, *a*

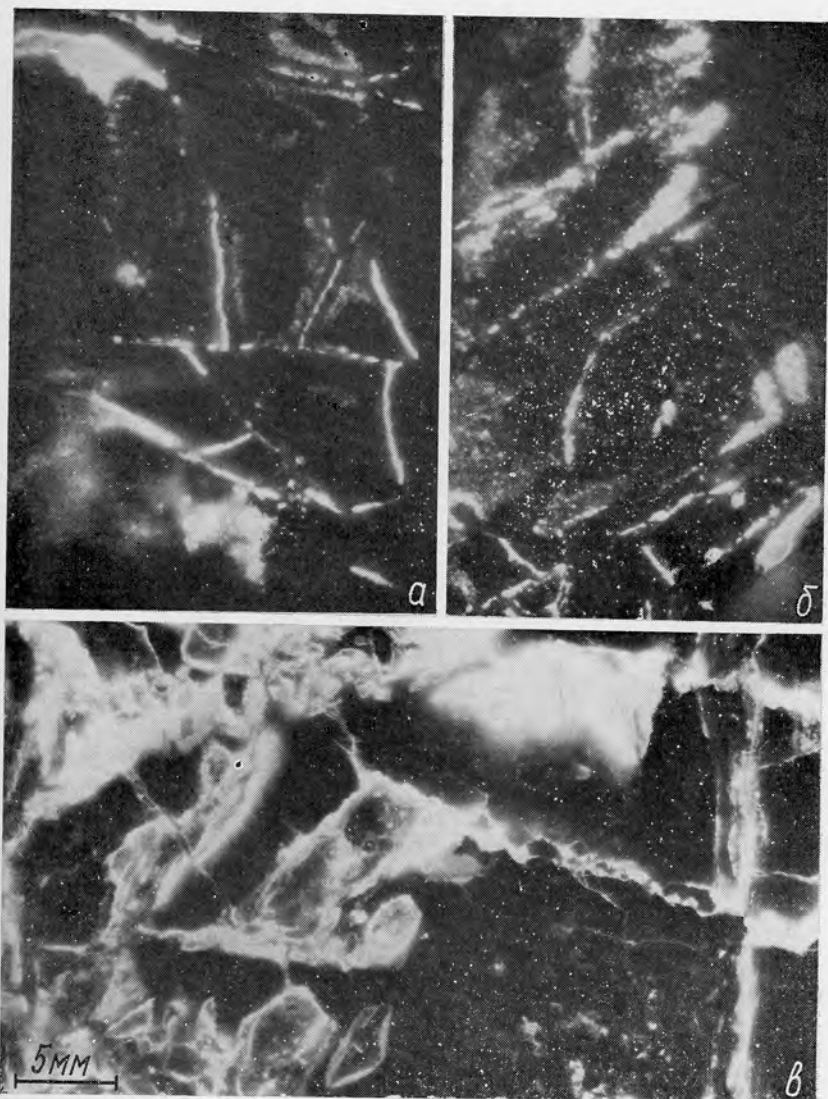


Рис. 4.56. Распределение урановых минералов в пятнистых рудах (радио-
графии, позитив)

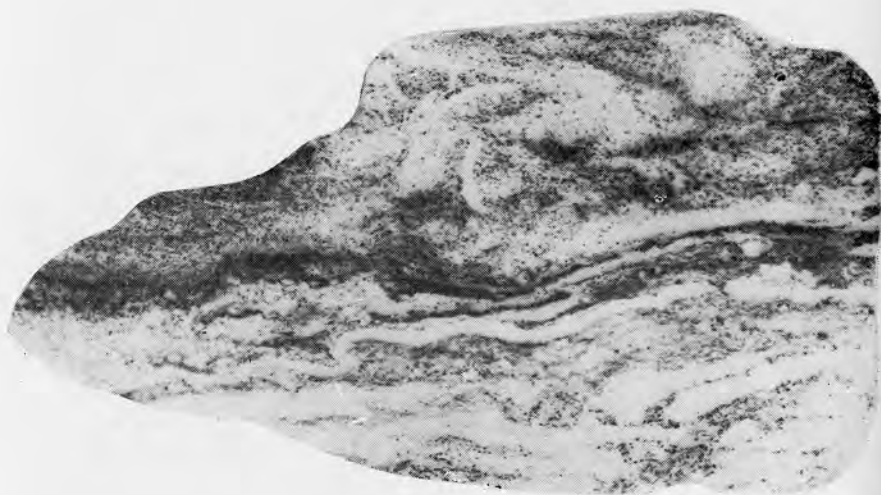
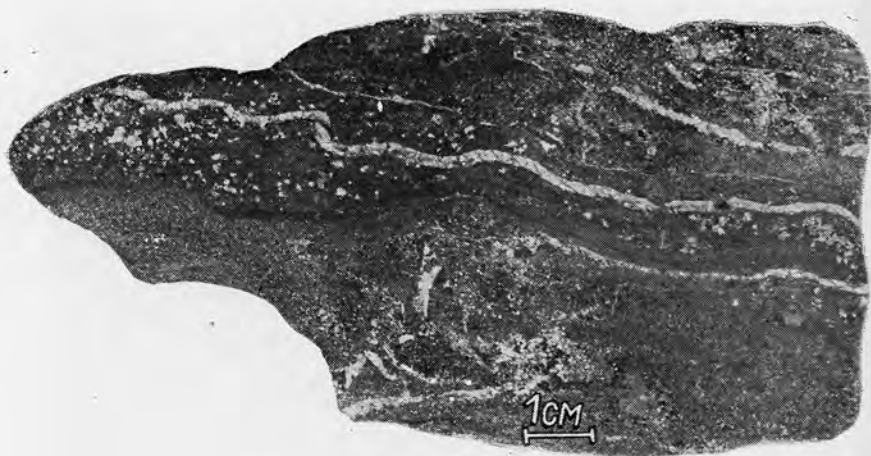


Рис. 5.2. Магнетито-рибекито-альбитовые рудные метасоматиты со слабо выраженной плосчатостью, фиксирующей маломощными полосами железорудных минералов (фото образца)

Рис. 5.3. Характер распределения урановых минералов (черное) в слабоплосчатых магнетито-рибекито-альбитовых рудах (негативная радиография образца, изображенного на рис. 5.2)

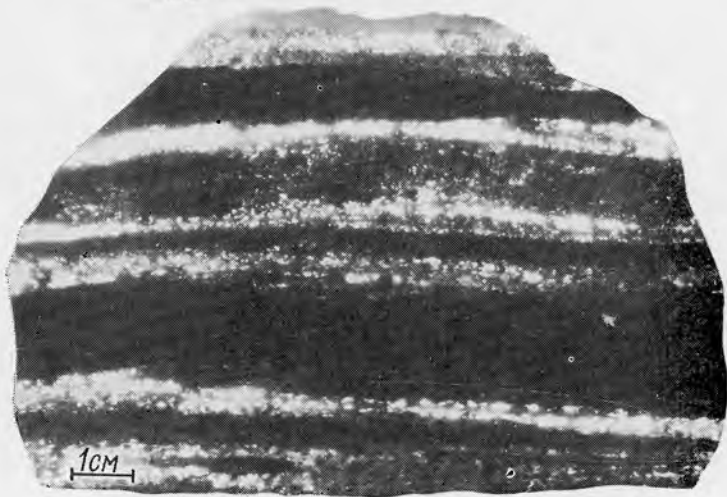


Рис. 5.4. Тонкополосчатые рудные железо-карбонатные породы. Серые полосы — железорудные минералы, черные — карбонаты (фото образца)

Рис. 5.5. Характер распределения урановых минералов в полосчатых железо-карбонатных рудах (радиография)

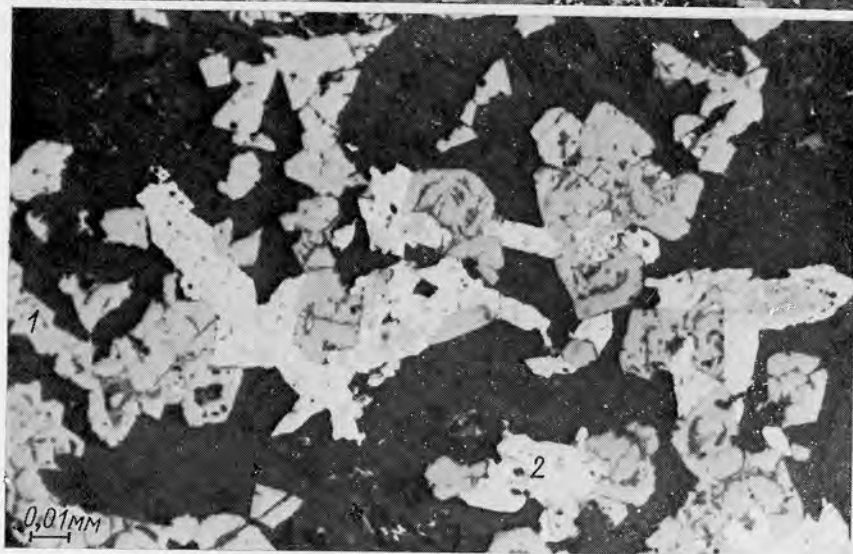
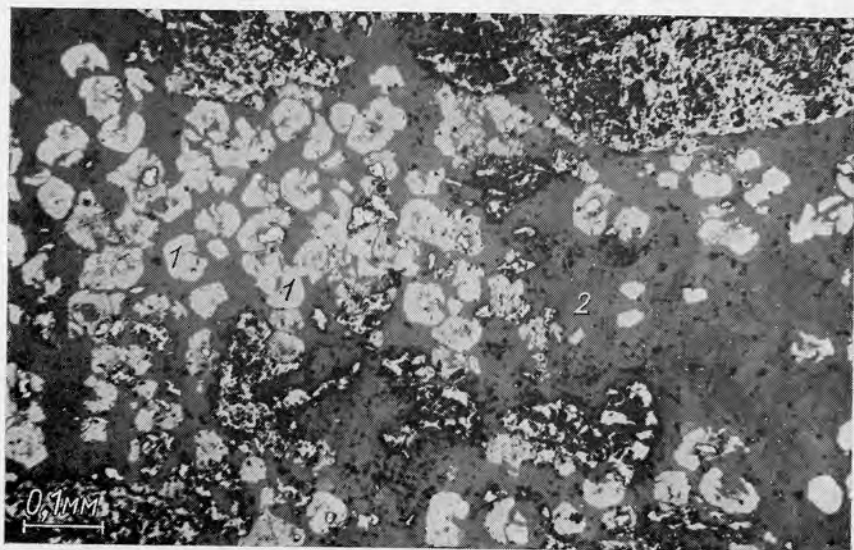


Рис. 5.6. Вкрапленность кристаллов уранинита (1), приуроченная к полосе, сложенной карбонатом (2). Светлый минерал с неровной поверхностью — мартитизированный магнетит (микрофото аншлифа)

Рис. 5.7. Характер срастаний уранинита (1) с гематитом (2). Более темные участки в гематите — магнетит, черное — нерудные минералы (микрофото аншлифа)

Рис. 5.8. Характер распределения урановых минералов в микроскладчатых рудах (радиография образца)

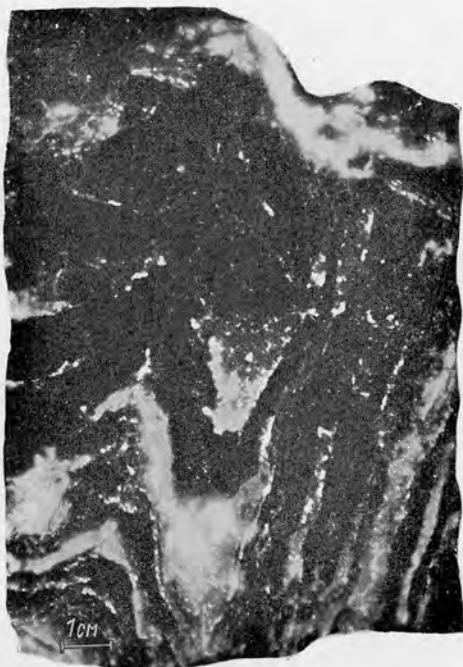


Рис. 5.9. Характер распределения урановых минералов в катаклазированных породах (радиография образца)



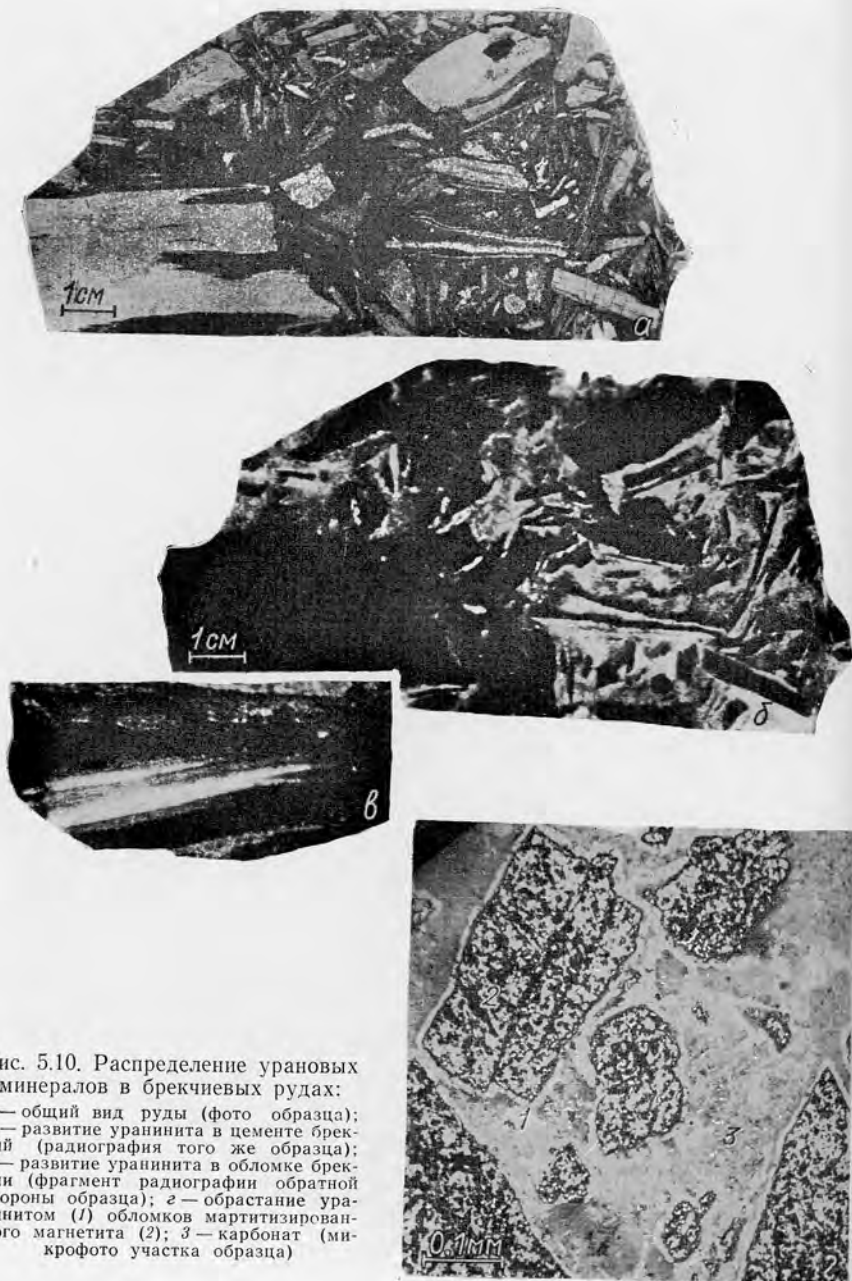


Рис. 5.10. Распределение урановых минералов в брекчиевых рудах:

a — общий вид руды (фото образца);
б — развитие уранинита в цементе брекчий (радиография того же образца);
в — развитие уранинита в обломке брекчий (фрагмент радиографии обратной стороны образца); *г* — обрастание уранинитом (1) обломков мартитизированного магнетита (2); 3 — карбонат (микрофото участка образца)



Рис. 5.11. Руда полосчатой текстуры с пострудными подвижками (радиография образца)

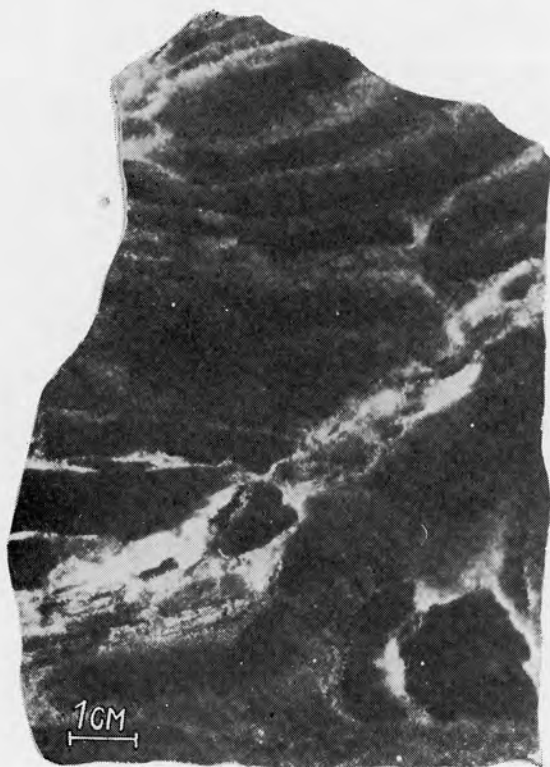


Рис. 5.12. Прожилково-брекчиевая руда (радиография образца)

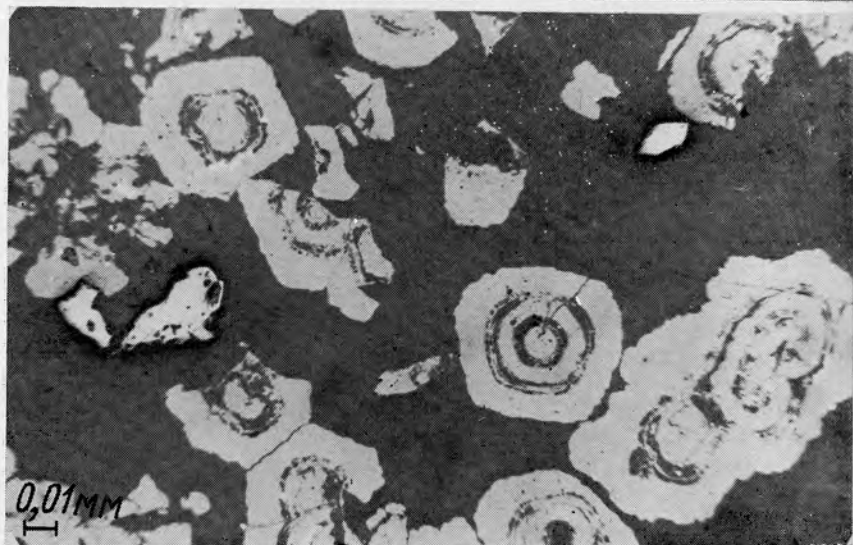
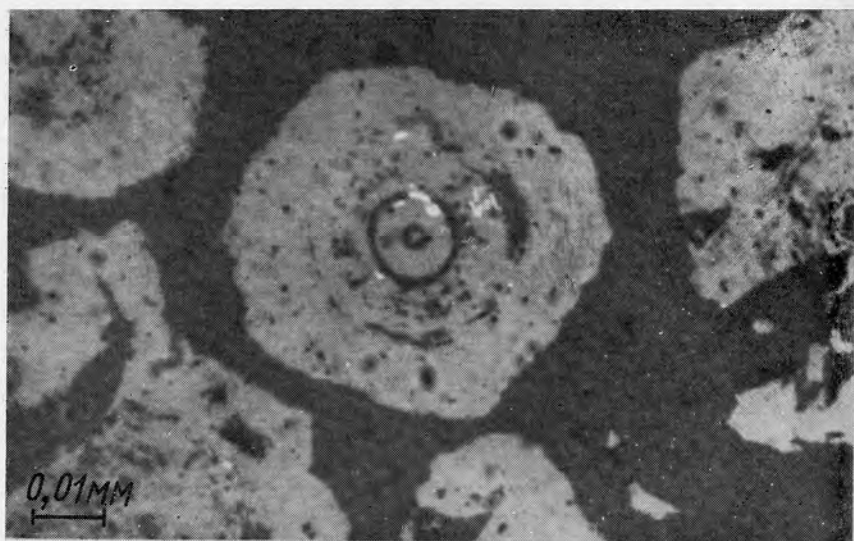


Рис. 5.13. Слабозональные кристаллы уранинита из железо-карбонатных руд (микрофото)

Рис. 5.14. Зональные кристаллы уранинита из слабо эгиринизированных железокарбонатных руд (микрофото шлифа)

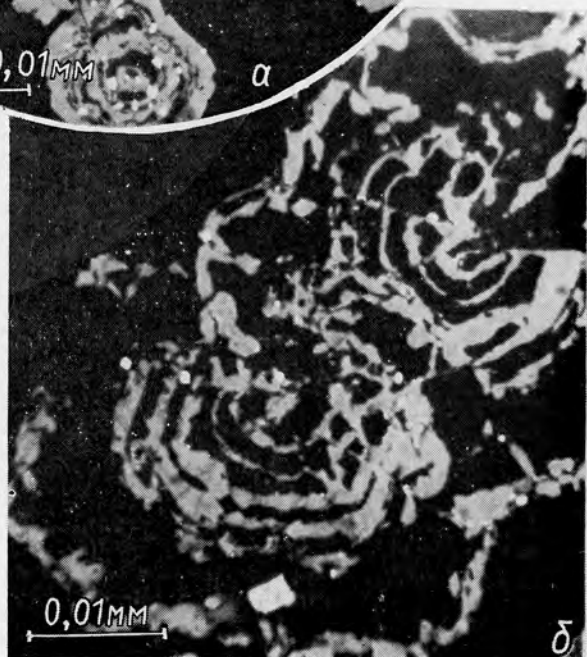
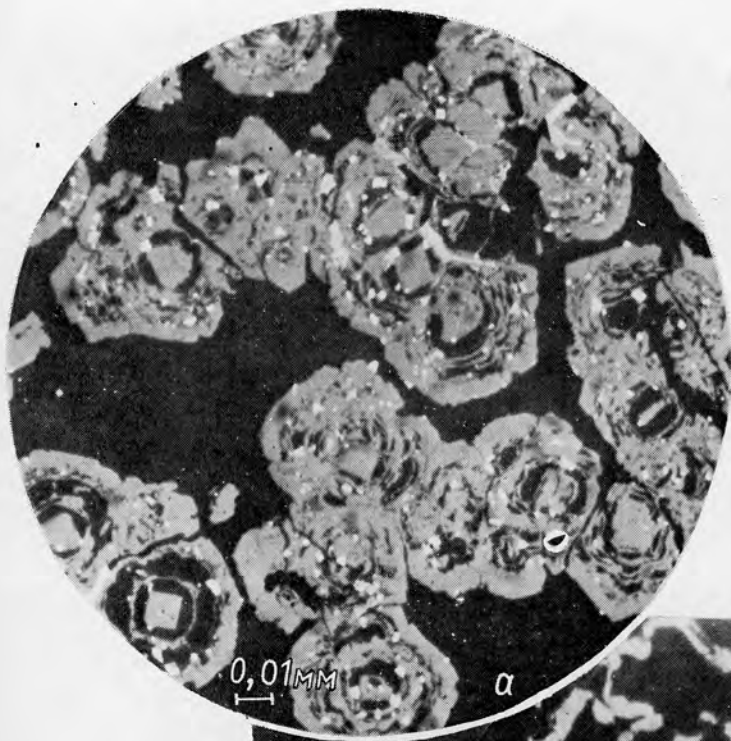


Рис. 5.15. Тонкозо-
нальные кристаллы
уранинита из сильно
эгиринизированных
железо-карбонатных
руд (а) и фрагмент
(б). В пределах от-
дельных зон видны
новообразованные
мелкие кристаллы
уранинита и галенита.
Микрофото аншлифа

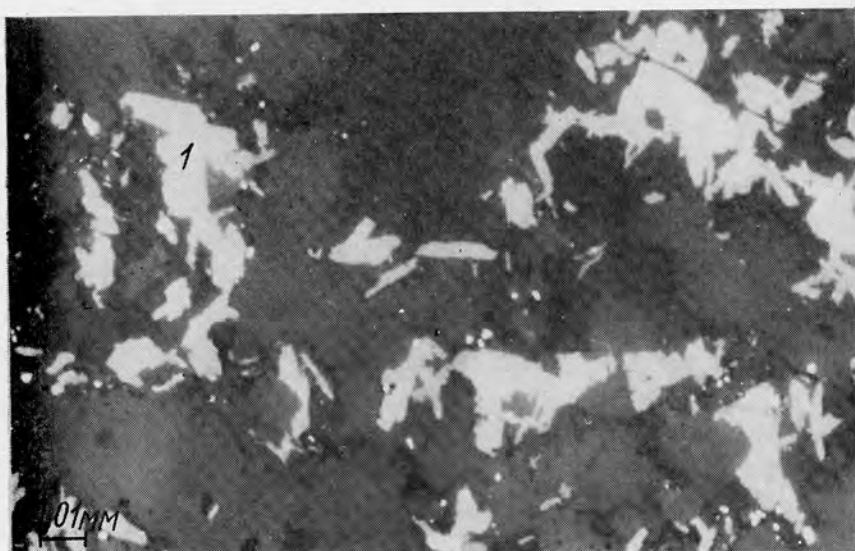
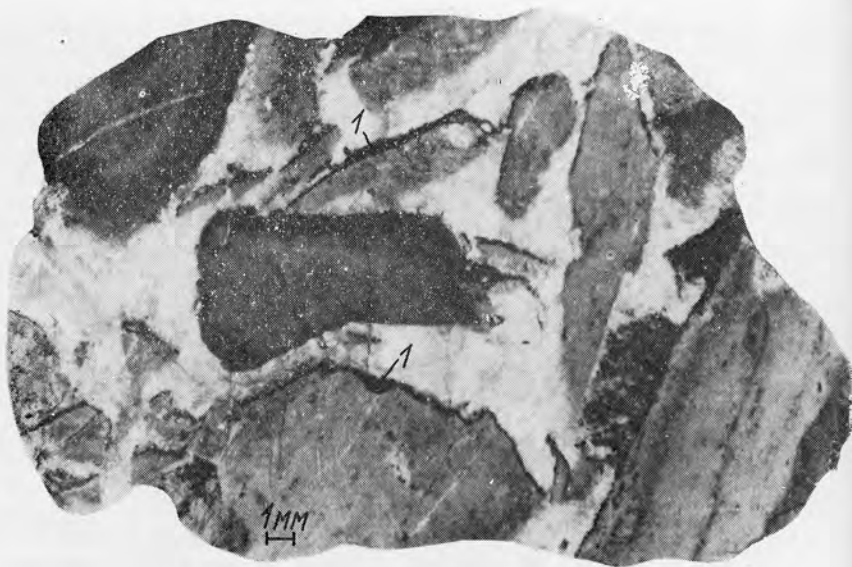


Рис. 5.16. Брекчиевая руда. Урановые минералы (1) образуют скопления в виде каемки по краям обломков (фото образца)

Рис. 5.17. Форма выделений браннерита (1) в кварц-альбит-карбонатных рудах (микрофото аншлифа)

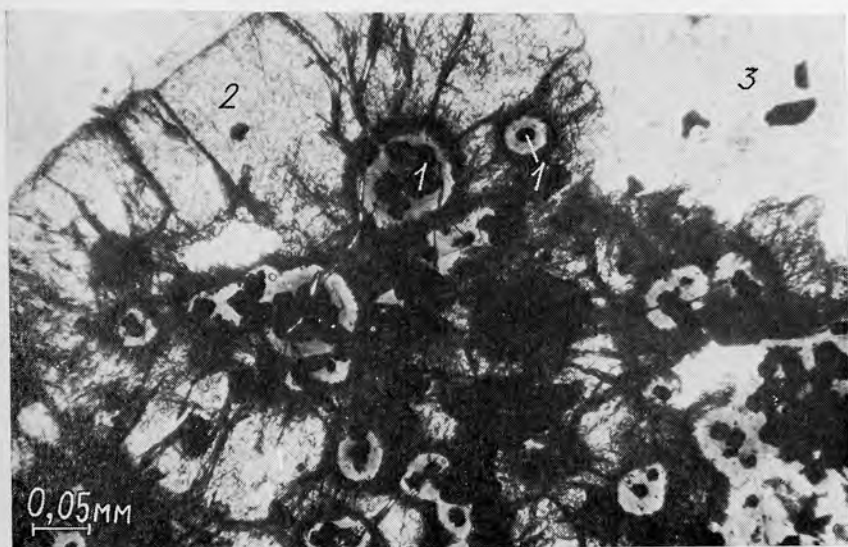
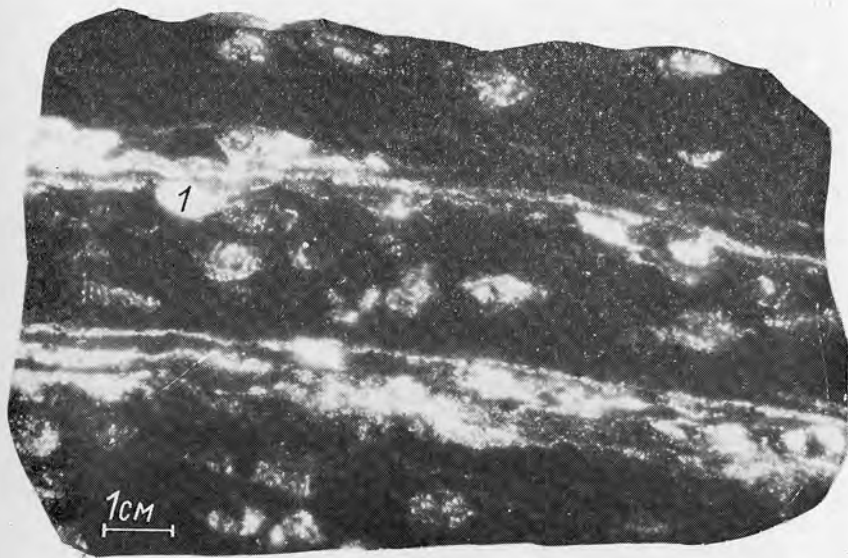


Рис. 5.18. Характер распределения уранинита (1) в скарноподобных породах. Пятнистые скопления приурочены к выделениям граната (радиография)

Рис. 5.19. Вкрапленность уранинита (1) с «плеохроичными двориками» в гранате (2); 3 — актинолит (микрофото, свет проходящий)

Рис. 5.20. Пржилки настурана
в доломите;

a — фото образца; *б* — негативная
радиография того же образца.



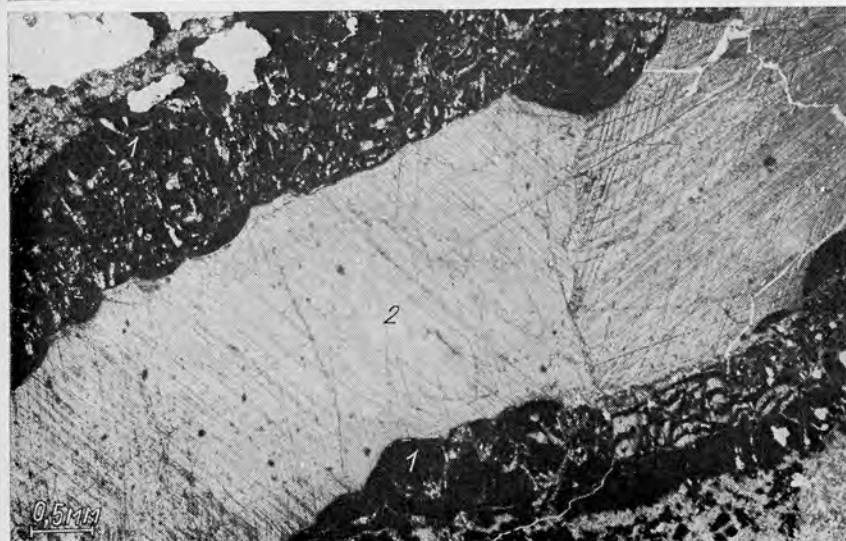
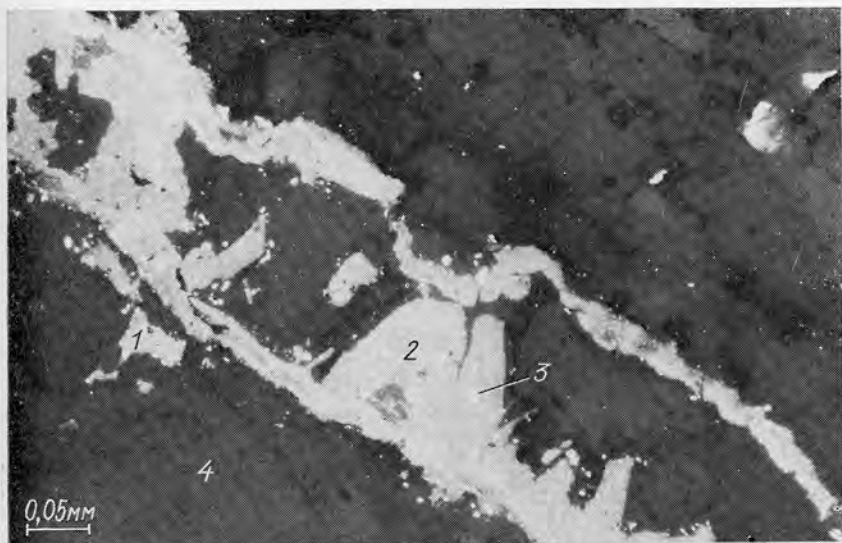


Рис. 5.21. Строение настуран-коффинит-кальцитового прожилка в доломите. Настуран (1) с ровной поверхностью, коффинит (2) с обильной вкрапленностью галенита (3); 4 — карбонаты (микрофото аншлифа)

Рис. 5.22. Строение рудного прожилка. Настуран (1) составляет краевые зоны — колломорфные «корки»; центральная часть прожилка выполнена кальцитом (2). Микрофото, свет проходящий



Рис. 5.23. Строение колломорфной «корки», фрагмент рис. 5.22. Обломки настурана (1) сцементированы антраксолитом (2) и доломитом (3) (4 — галенит; микрофото, свет отраженный)



Рис. 5.24. Метасоматический
рудный прожилок:

a — фотография образца; *b* — не-
гативная радиография того же
образца

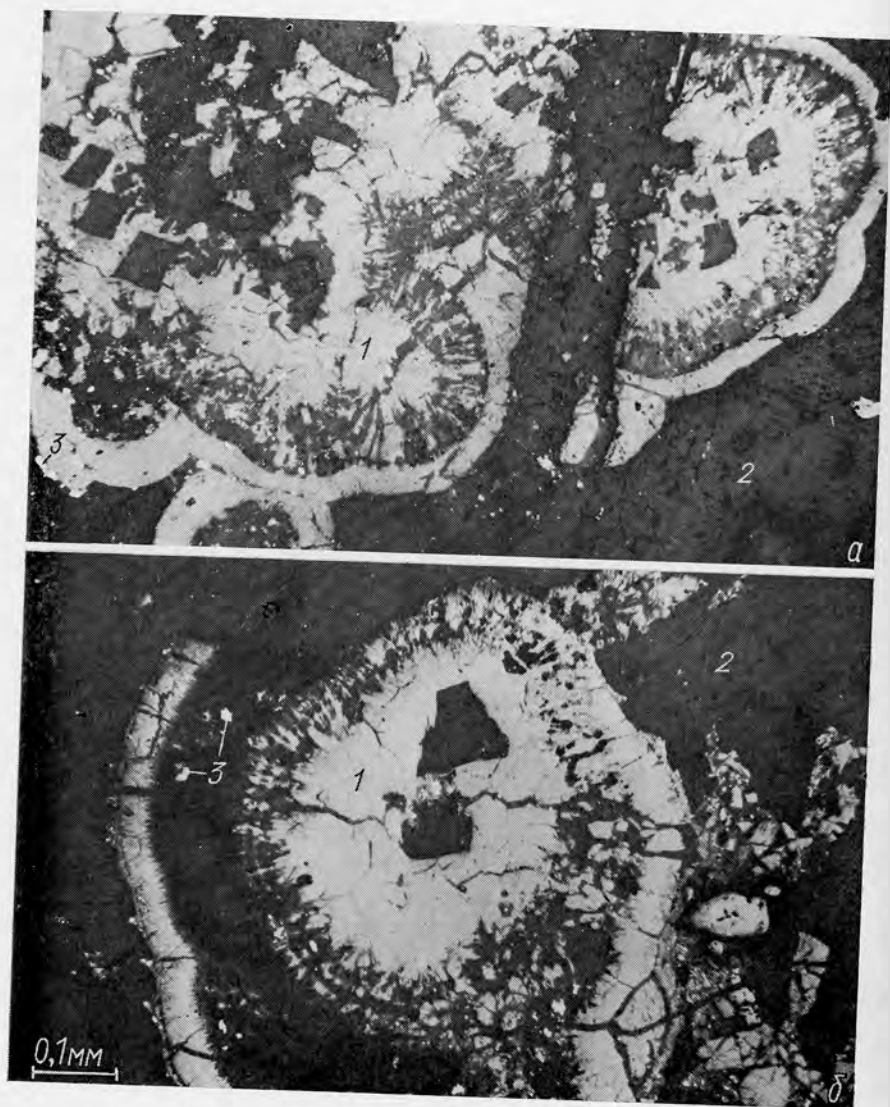


Рис. 5.25. Формы выделения настурана (микрофото двух участков аншлифа):
 а — группированные скелетные сферокристаллы; б — изолированный скелетный сферо-
 кристалл (1 — настуран, 2 — нерудные минералы, 3 — галенит)



Рис. 5.26. Форма выделения антраколита (1) в карбонатизированных микро-
сланцах (фото образца)

Рис. 5.27. Антраколит (1) с вкрапленностью окислов урана (2) (3 — карбонат;
микрофото аншлифа)

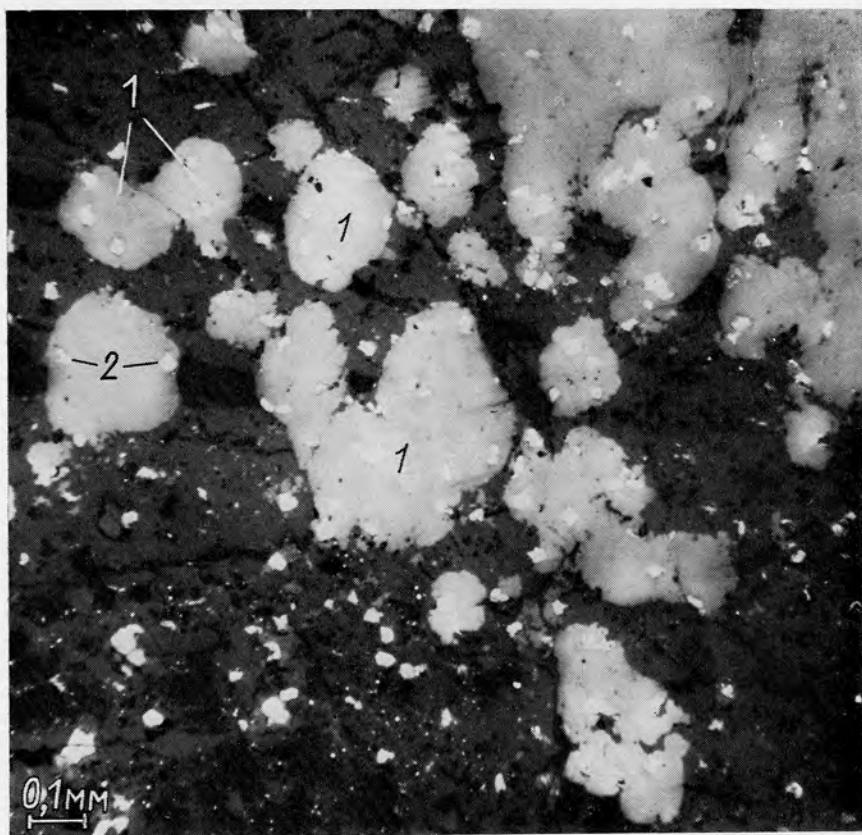


Рис. 5.28. «Каплевидные» выделения антраколита (1). Вкрапленность уранинита (2) наблюдается как в антраколите, так и во вмещающих микросланцах.
Микрофото аншлифа



Рис. 5.29. Текстуры урановорудных альбититов:
вкрапленные (а — фото образца, б — его радиография) с межзерновым выполнением руд-
ными минералами бластокатаклазитов; прожилково-вкрапленные (в — радиография)

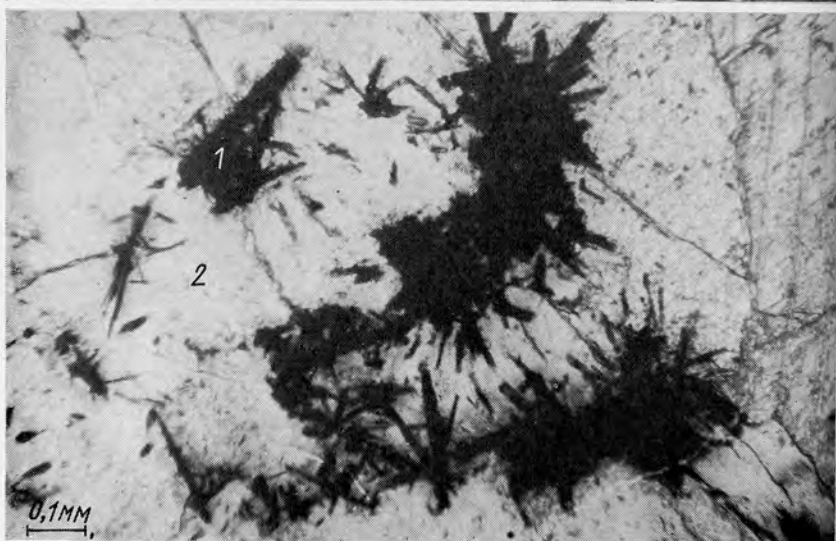
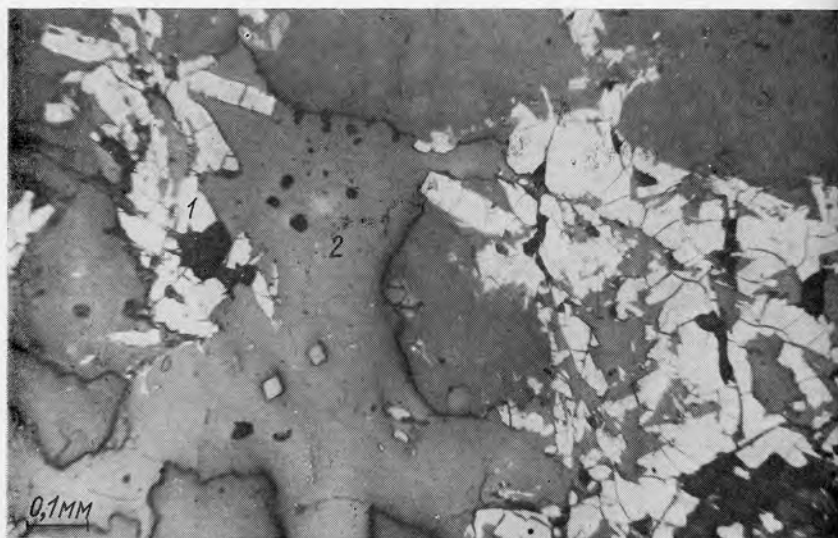


Рис. 5.30. Метакристаллы уранотитаната (1) среди альбита (2). Микрофото аншлифа

Рис. 5.31. Радиально-лучистые сростки метакристаллов уранотитаната (1) среди альбит-карбонатного агрегата (2). Микрофото в проходящем свете

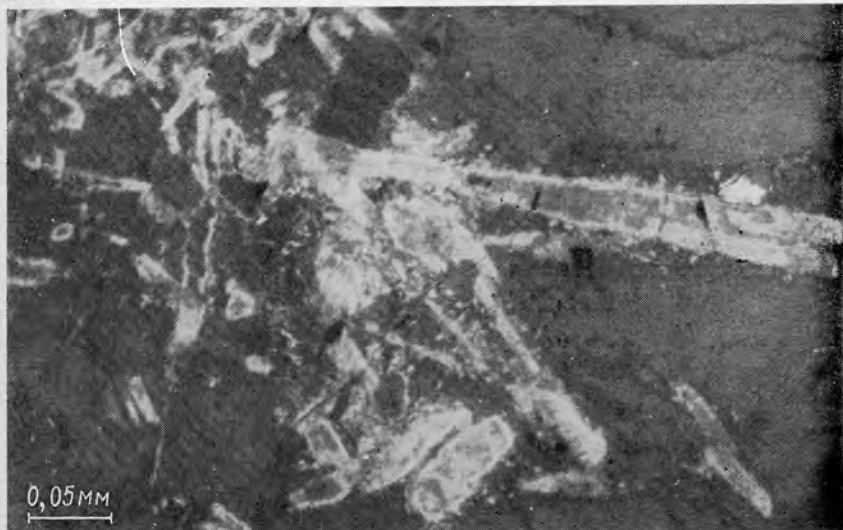
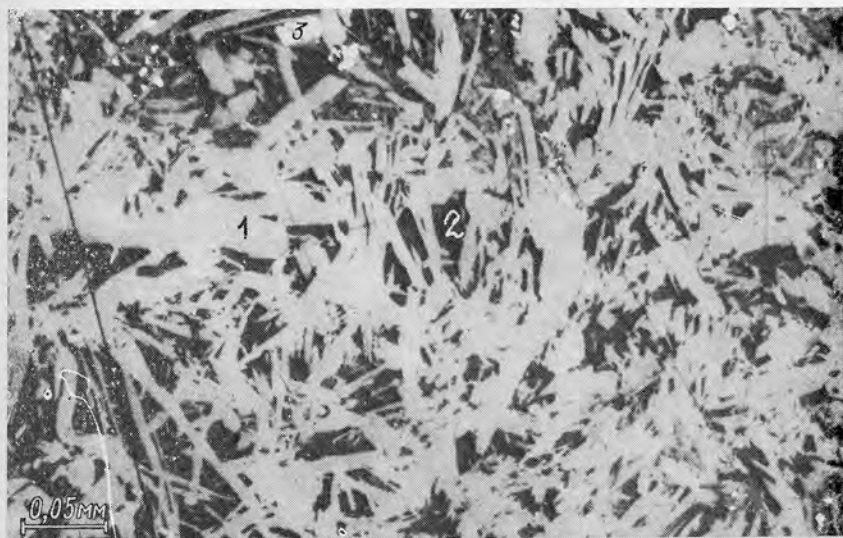


Рис. 5.32. Идноморфометазернистая структура выделений уранотитаната (микрофото аншлифа):

1 — уранотитанат; 2 — альбит; 3 — галенит

Рис. 5.33. Метамиктно распавшиеся кристаллы уранотитаната. Светлая внешняя кайма вокруг кристаллов — рутил-анатаз (микрофото аншлифа)

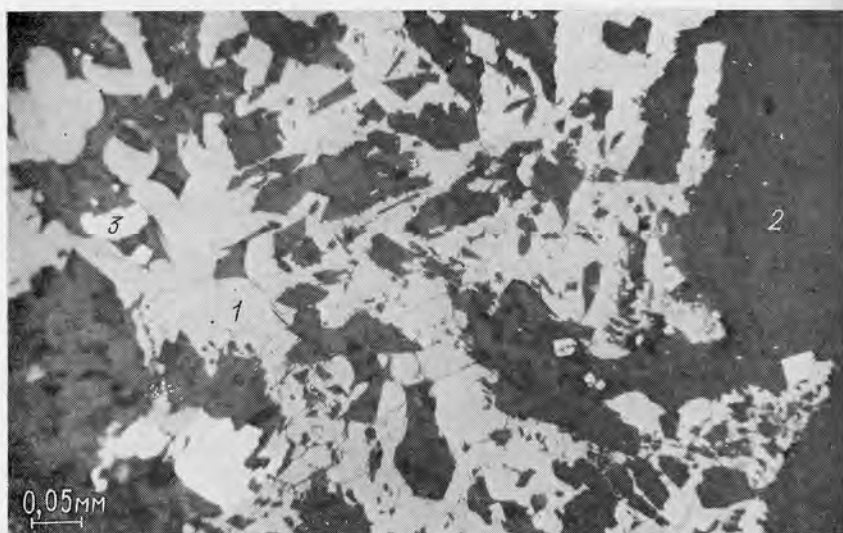


Рис. 5.34. Цементация и нарастание настурана (1) на зерна альбита (2) (3 — включения галенита; микрофото аншлифа)

Рис. 5.35. Включения сферолитов настурана (черное) в хлорите (микрофото в проходящем свете)



Рис. 5.36. Строение агрегата, сложенного уранотитановым силикатом (1) и урановым титанатом (2) в альбитите (микрофото аншлифа)



Рис. 5.39. Брекчиевидная текстура браннеритовой руды:
a — фото образца; *б* — радиография



Рис. 5.40. Прожилковая текстура браннеритовой руды:
а — фото образца; *б* — радиография

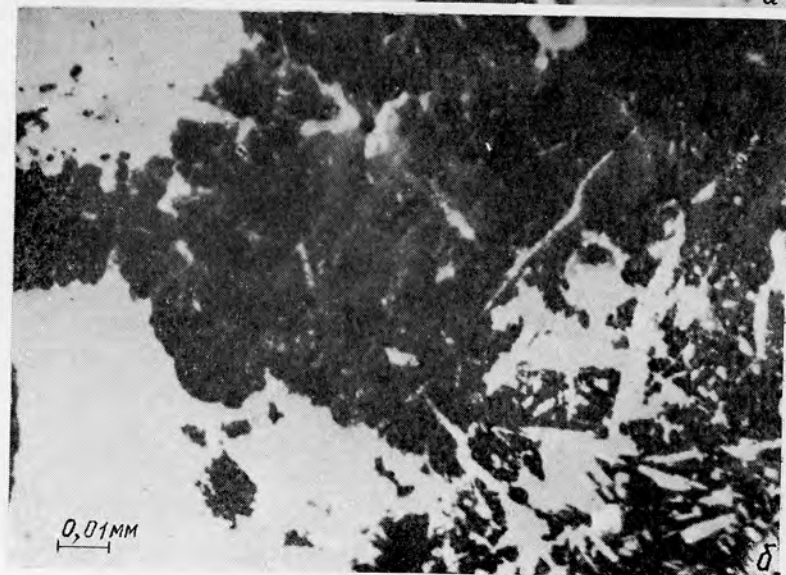
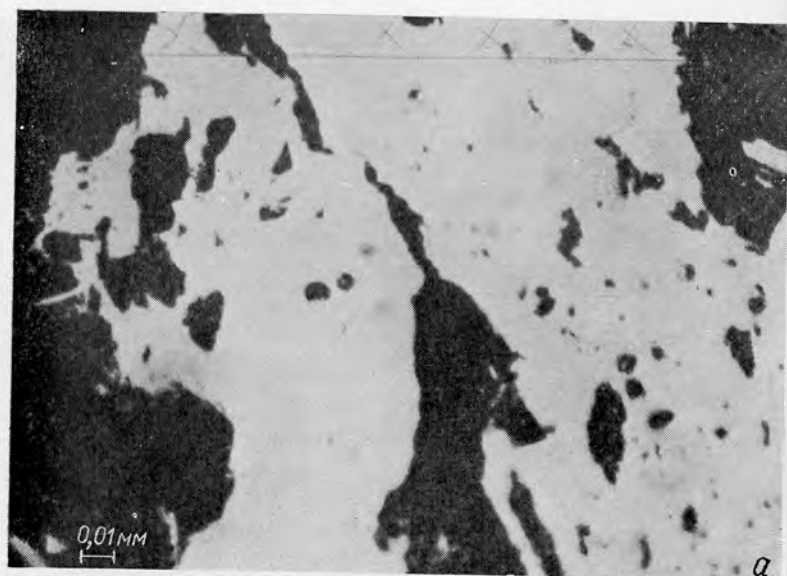


Рис. 5.41. Прожилки браннерита. Видны массивные и призматические его выделения (полированный шлиф)

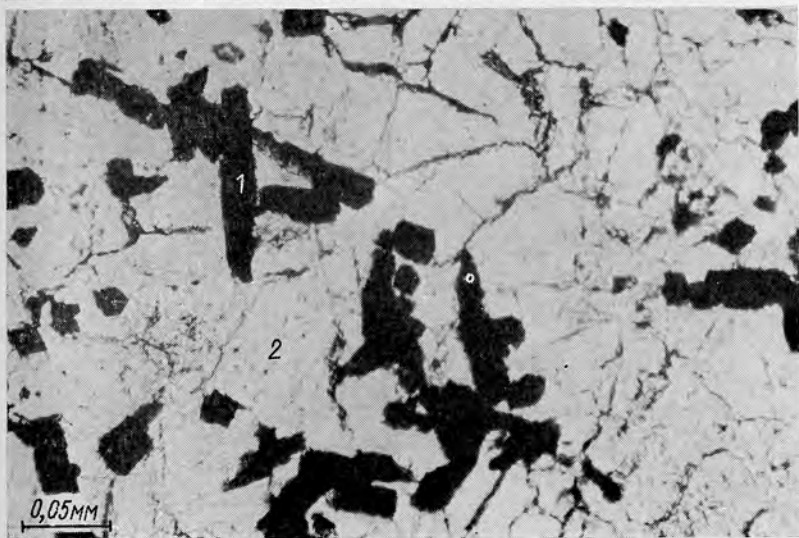
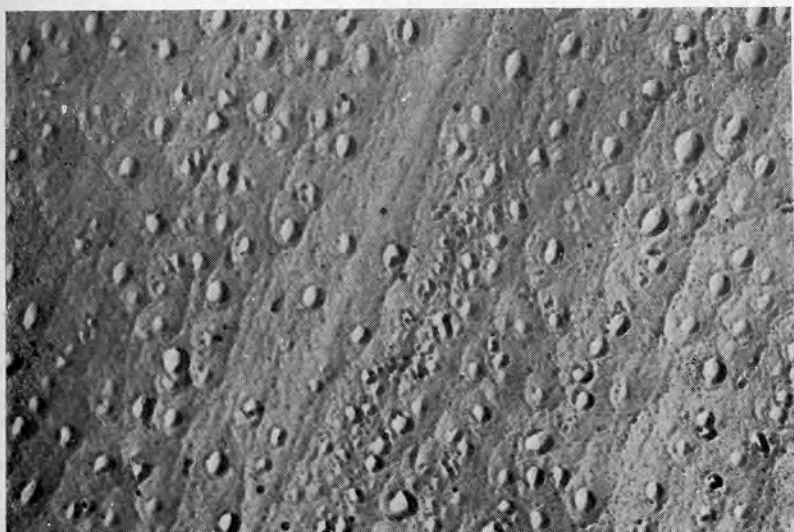


Рис. 5.42. Структура метамиктного браннерита (см. рис. 5.41, электронное микрофото, $\times 10\,000$)

Рис. 5.44. Призматические кристаллы коффинита (1) среди апатита (2). Микрофото в проходящем свете

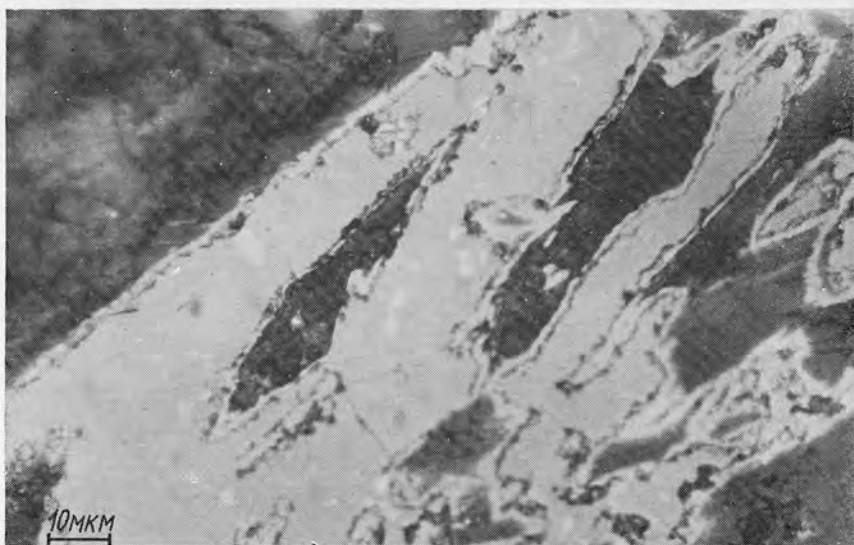


Рис. 5.45. Кристаллы коффинита неоднородного строения. Белые точки — световые блики около трещинок, а также включения галенита (микрофото аншлифа, иммерсия)

Рис. 5.47. Зерна браннерита в «рубашке» рутила (микрофото аншлифа)

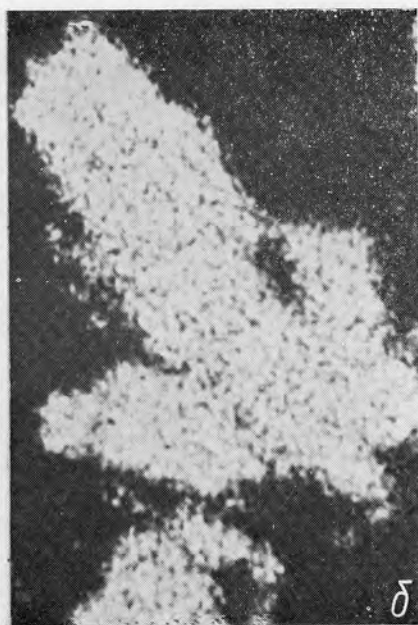


Рис. 5.46. Призматические кристаллы коффинита:

a — микрофото шлифа; *б* — распределение урана; *в* — распределение кремния в той же группе кристаллов

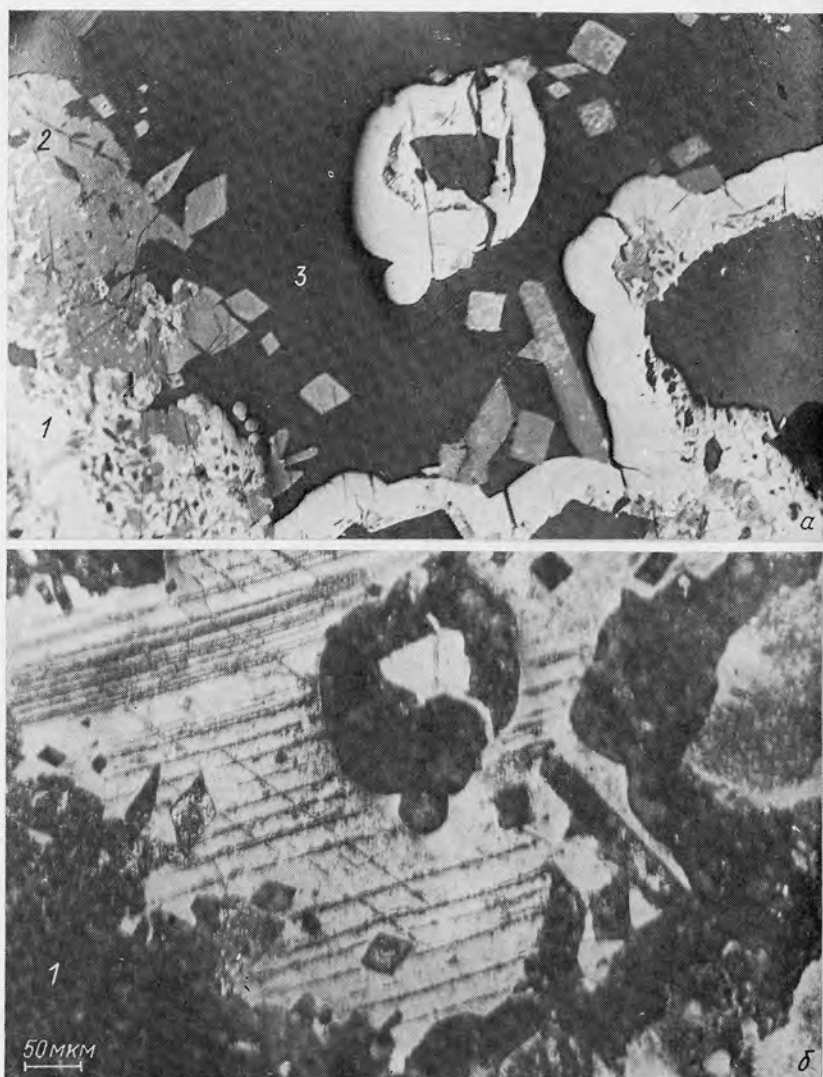


Рис. 6.1. Настуран (1) с $H_0=700 \text{ кг/мм}^2$, $H_2=500 \text{ кг/мм}^2$ — (после растворения) и агрегатные псевдоморфозы по коффину (2) с $H_0=420\text{—}200 \text{ кг/мм}^2$ в кальците (3). Микрофото шлифа до (а) и после (б) травления в содовых растворах с озоном, обр. КФ-5

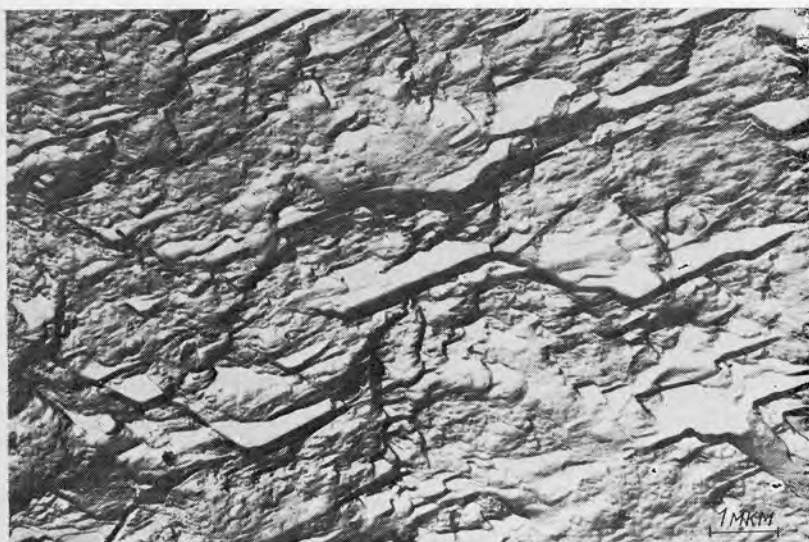


Рис. 6.2. Электронное микрофото стенки трещины в наустране, выполненной кальцитом. Видны отпечатки вершин основных ромбоэдров, свидетельствующие о метасоматической природе границ (целлюлозо-угольная реплика)

Рис. 6.3. Сферическая скорлупа наустрана (1) и сохранившееся от замещения ядро сферолита с прожилками коффинита (2) в кальците (3) с включениями умангита (4) и берцелианита (5). Микрофото аншлифа, образец В. Е. Бойцова

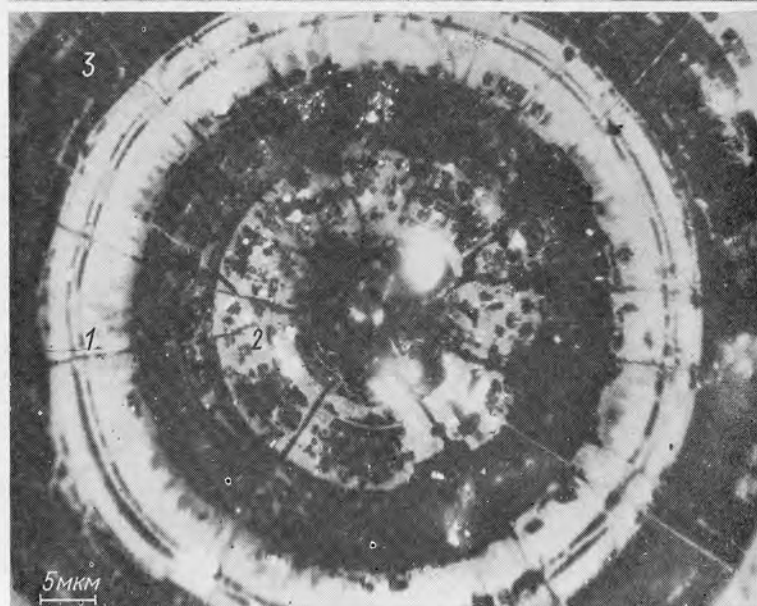


Рис. 6.4. Сферокристаллы настурана (1), замещенного по концентрам и секториально кальцитом (2). Микрофото В. Е. Бойцова

Рис. 6.5. Сферокристалл настурана (1), замещенный по концентрам коффинитом (2) и кальцитом (3). Микрофото аншлифа, образец В. Е. Бойцова

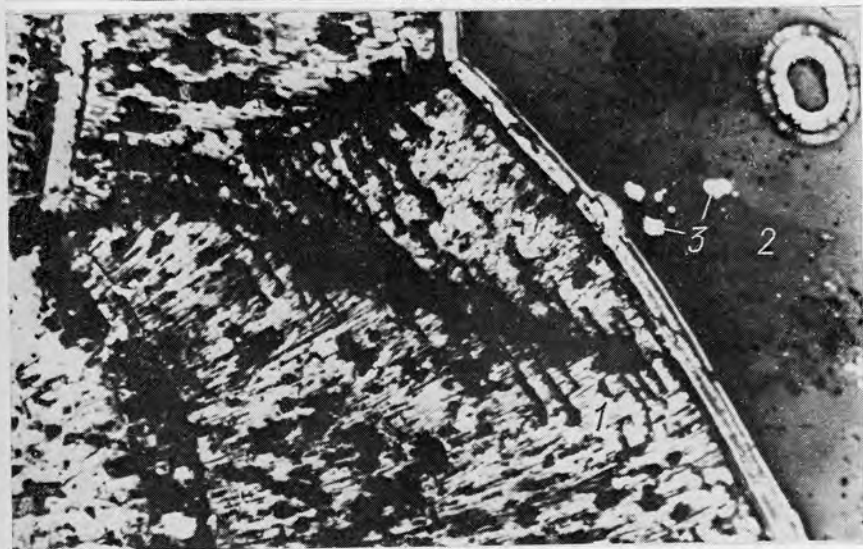
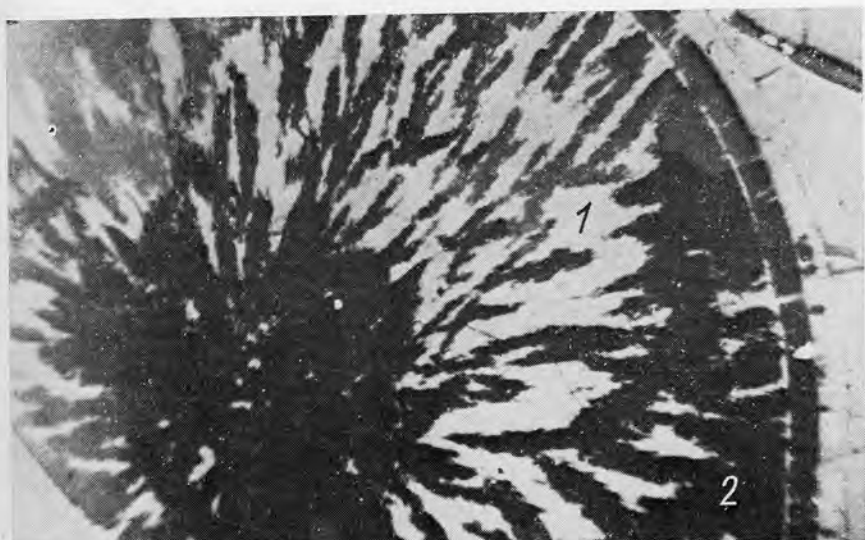


Рис. 6.6. Радиальное замещение сферокристалла настурана (1) кальцитом (2). Заметна различная ориентировка зерен кальцита. Микрофото аншлифа при частично скрещенных поляризаторах. Образец А. П. Кутюхина.

Рис. 6.7. Игольчато-волокнистые реликты в зоне замещения сфероидолита настурана. Микрофото аншлифа, образец А. П. Кутюхина:
1 — реликт; 2 — кальцит; 3 — клаусталит



Рис. 6.8. Образование островков реакционной пленки сульфата свинца на настуране с $H_0=700+780 \text{ кг/м}^2$ и $H_1=600 \text{ кг/м}^2$ (микрофото аншлифа, обр. 6708):

а — до растворения; *б* — после растворения; 1 — сульфат свинца; 2 — настуран; 3 — карбонат; 4 — коффинит; 5 — пирит; 6 — галенит

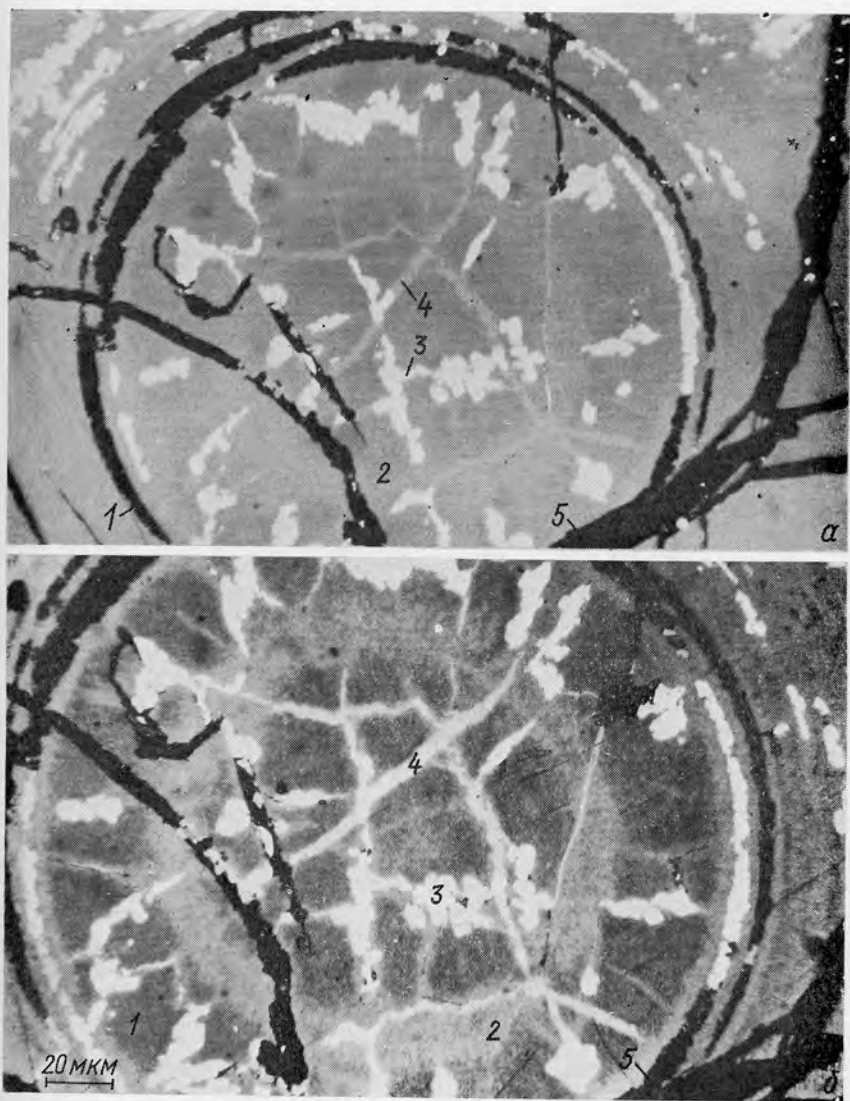


Рис. 6.9. Диффузионное изменение настурана по концентрическим зонам (образец В-147). Микрофото аншлифа до (а) и после (б) содового растворения:
 1 — настуран восстановленный ($H_0=900 \div 1000$ кг/мм², $H_1=900 \div 950$ кг/мм²); 2 — настуран окисленный ($H_0=800 \div 850$ кг/мм², $H_1=700$ кг/мм²); 3 — блеклая руда; 4 — сфалерит; 5 — кальцит

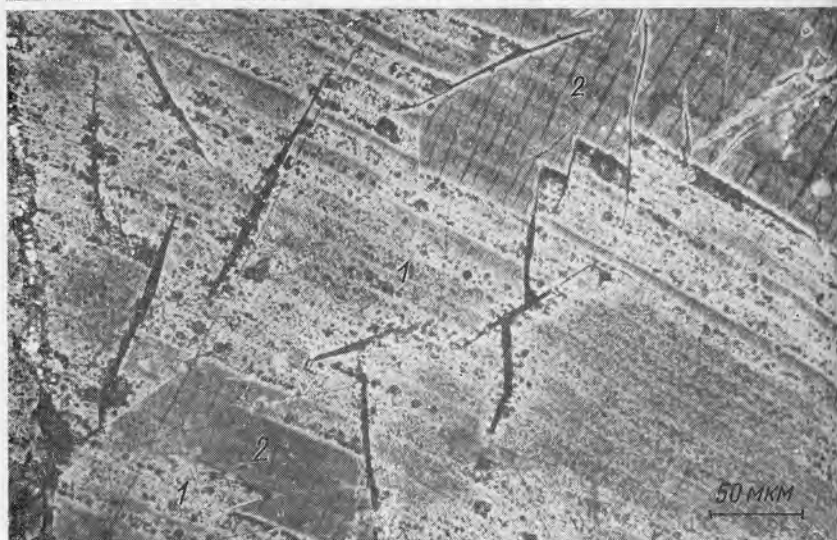
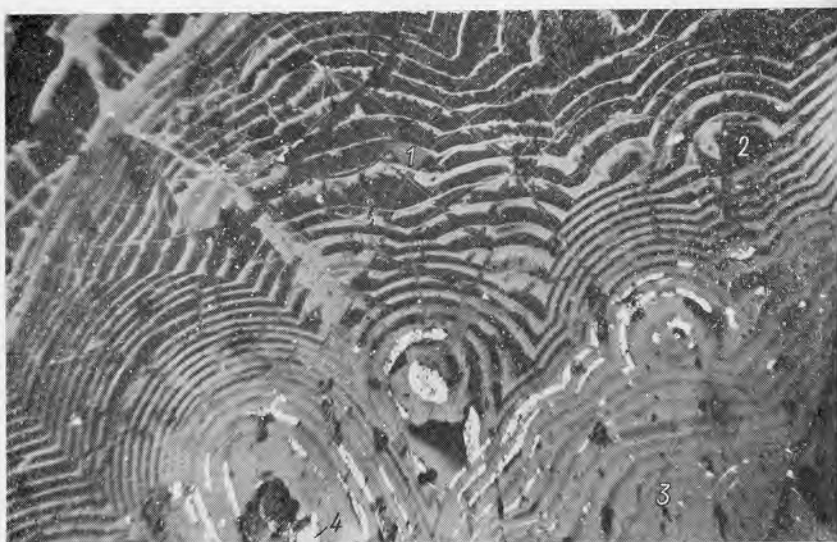


Рис. 6.10. Влияние околотрещинного экранирования на замещение и регенерацию настурана (образец Л. А. Орловой):

1 — «блок» по отношению к настурану и антиблок по отношению к кальциту (сложен коффиinitом); 2 — «блок» кальцита; 3 — настуран; 4 — халькопирит

Рис. 6.11. «Блоки» (1) и «антиблоки» (2) в зональном сферолите настурана (обр. 6708) после обработки содовым раствором (микрофото аншлифа)

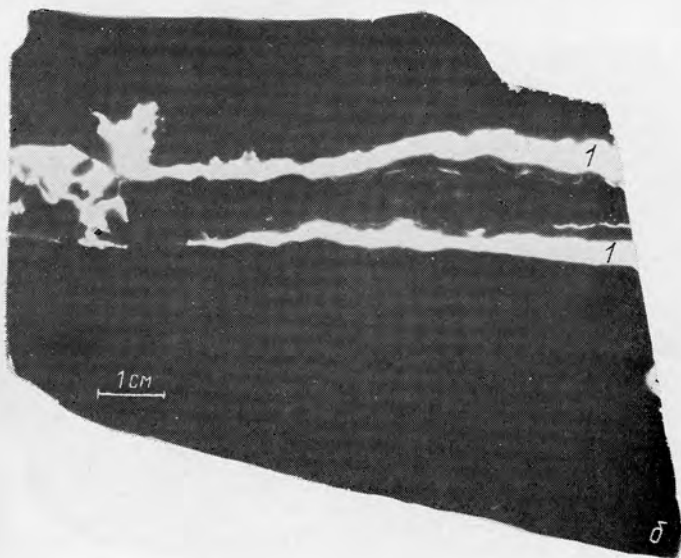


Рис. 6.12. Прожилковая текстура. Прожилки настурана (1)
в доломите (2):

а — фото; б — радиография образца

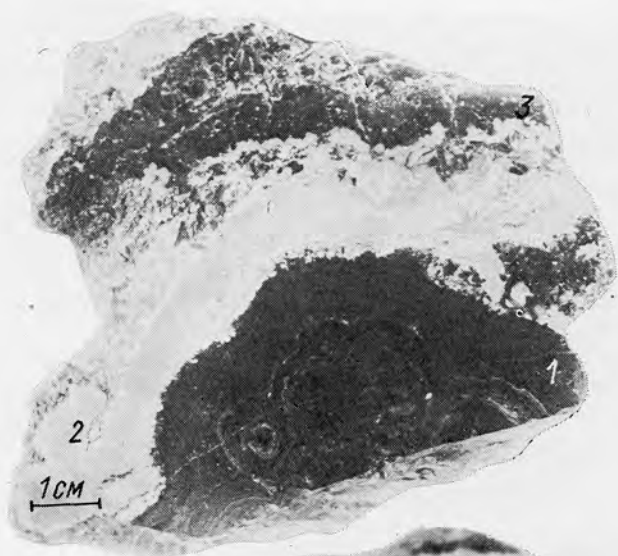


Рис. 6.13. Концентрически-скорлуповатая текстура. Настуран (1) с пиритом (2) в карбонатах (3). Фото образца

Рис. 6.14. Почковидная текстура настурана в кальцит-доломитовой породе. Фото образца

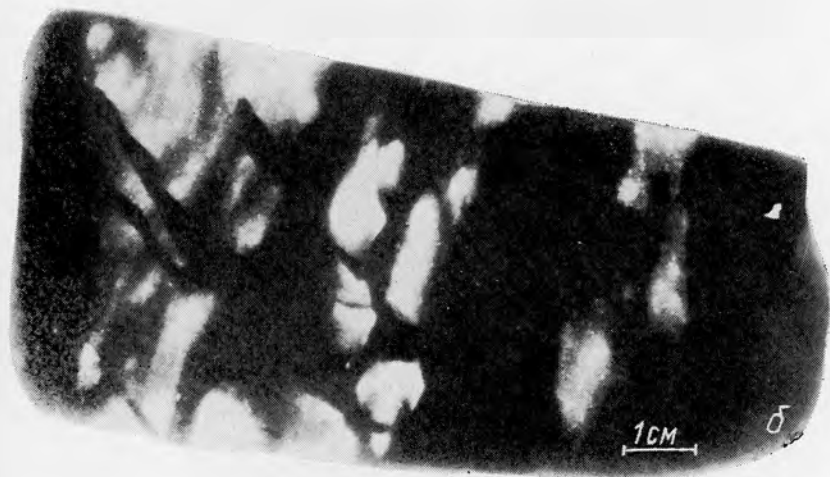


Рис. 6.15. Пятнистая текстура. Настуран (темные пятна) в метаморфизованном песчанике:

a — фото образца; *б* — радиография образца (белое — настуран)

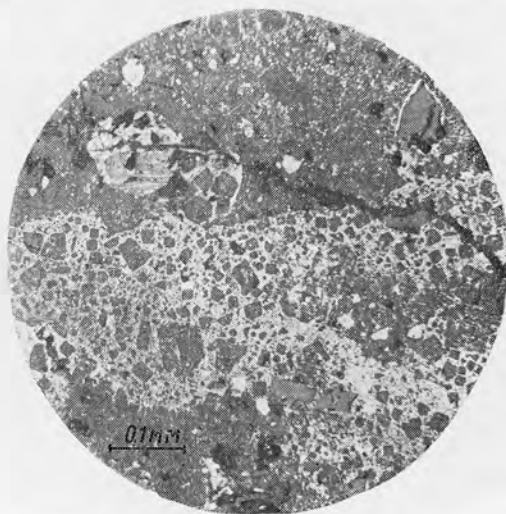


Рис. 6.16. Брекчиевая текстура. Обломки настурана сцементированы карбонатами. Фото образца

Рис. 6.17. Цементная микротекстура. Настуран (светлое) цементирует обломки grayzenizированных пород. Микрофото, отраженный свет

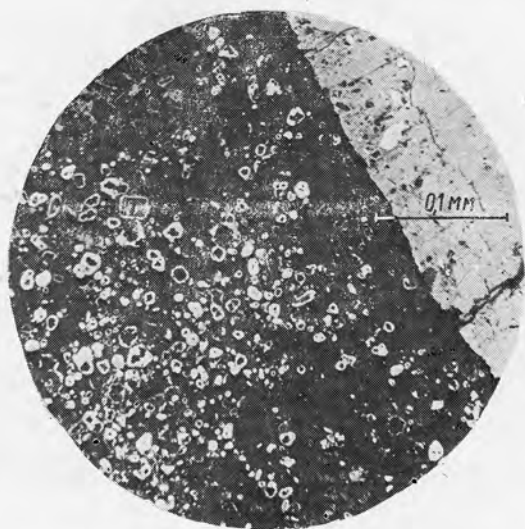
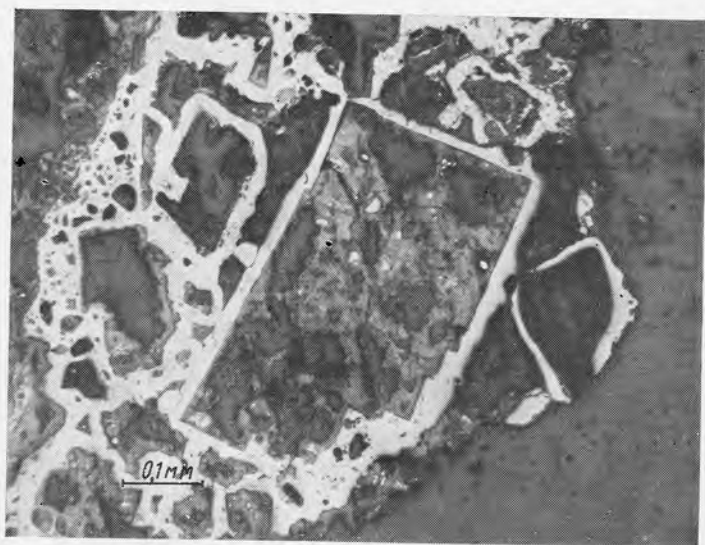


Рис. 6.18. Текстура краевых каемок. Настуран (белое) окаймляет обломки неизвестного минерала, замещенного кварцем и коффицитом (микрофото, отраженный свет; образец Н. С. Трофимова)

Рис. 6.19. Текстура краевых каемок. Мономинеральные каемки настурана (белое) вокруг флюорита и кварца (микрофото, отраженный свет)



Рис. 6.20. Дендритовая структура. Образование настурана (1) дендритов самородного серебра в раммельсбергите (2):
 а — фото образца; б — радиография образца

1. Балашов Н. И. Уфертит — новый минерал из группы давидита. — «Бюл. научн.-техн. информ. МГ и ОН СССР», 1961, № 2, с. 10.
2. Барсуков В. Л. Кварцево-кальцито-настурановые жилы Рудных гор и место в них коффицита (опыт онтогенетического анализа). — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. Вып. 2. М., Атомиздат, 1967, с. 150.
3. Барсуков В. Л., Гладышев Г. Д., Козырев В. Н., Лаверов Н. П., Малышев Б. И. Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях. М., Атомиздат, 1972.
4. Баюшкин И. М. Настуран-коффинитовое оруденение на уран-молибденовом месторождении. — В кн.: Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М., Атомиздат, 1970, с. 73.
5. Белова Л. Н. Коффинит. — В кн.: Минералы. Т. 3. Вып. 1. М., «Наука», 1972, с. 140.
6. Беляева И. Д. Электронно-микроскопическое исследование метамиктных минералов. М., «Наука», 1971.
7. Берестнева З. Я., Каргин В. А. О механизме образования коллоидных частиц. — «Успехи химии», 1955, т. 24, № 3, с. 249.
8. Бетехтин А. Г. Классификация текстур и структур руд. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1937, № 1—2.
9. Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолтехиздат, 1950.
10. Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.
11. Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., «Недра», 1964.
12. Бойцов В. Е. Об ассоциации настурана и селенидов в рудах гидротермального месторождения урана. — «Атомная энергия», 1966, т. 20, вып. 1, с. 46.
13. Бойцов В. Е., Дымков Ю. М. Уран-селен-ванадиевое оруденение карбонатно-настурановых жил. — В кн.: Месторождения урана: зональность и парагенезис. М., Атомиздат, 1970, с. 119.
14. Боншгедт-Куллетская Э. М. Новые минералы. IV. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1957, ч. 86, вып. 1, с. 118.
15. Бродин Б. В. О гипогенной зональности гидротермальной урановой минерализации. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Госатомиздат, 1963, с. 52.
16. Бродин Б. В. Вопросы генезиса мirmekитовых, дендритовых и сферолитовых структур минеральных агрегатов. — В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М., «Наука», 1966, с. 51.
17. Бродин Б. В. Гидротермальная настурано-коффинито-селенидная ассоциация. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. Вып. 2. М., Атомиздат, 1967, с. 195.

18. Бродин Б. В., Дымков Ю. М. Твердые битумы в ураноносных жилах. — «Атомная энергия», 1964, т. 16, вып. 5, с. 432.
19. Бродин Б. В., Осипов В. С. Коффинит из месторождений хлоритогидрослюдяной урановорудной формации. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1973, ч. 102, вып. 4, с. 410.
20. Бродин Б. В., Сидоренко Г. А. Радиогенные псевдоморфозы по коффиниту. — Там же, 1974, ч. 103, вып. 4, с. 470.
21. Ван Бюрен. Дефекты в кристаллах. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
22. Вернадский В. И. История минералов земной коры (1925). Избр. соч. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 303.
23. Власов Б. Н., Воловикова И. М., Гладышев Г. Д., Каждан А. Б., Лавров Н. П. Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации. М., Атомиздат, 1966.
24. Воронков А. А., Халезова Е. В. Новые данные о давидитах (тезисы доклада на заседаниях Федоровской сессии). — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1962, ч. 91, вып. 5, с. 633.
25. Воюцкий С. С. Курс коллоидной химии. М., «Химия», 1964.
26. Геворкьян С. В., Ракович Ф. И., Поваренных А. С. Исследование метамиктных урановых минералов методом ИК-спектроскопии. — «Геологический журн.», 1973, т. 33, вып. 4, с. 65.
27. Гегузин Я. Е. Макроскопические дефекты в металлах. М., Металлургиздат, 1962.
28. Гегузин Я. Е. Очерки о диффузии в кристаллах. М., «Наука», 1970.
29. Глазковский В. А., Доливо-Добровольский В. В. Оценка текстурных и структурных особенностей руд при изучении их обогатимости. М., Металлургиздат, 1946.
30. Глазковский В. А. Геолого-минералогические основы технологической оценки руд месторождений железа. М., Госгеолтехиздат, 1954.
31. Годовиков А. А. О зависимости параметра минералов группы скуттерудита от химического состава. — «Труды Минералог. музея АН СССР», 1959, вып. 10, с. 57.
32. Григорьев Д. П. Минералогические отвесы и уровни. — «Природа», 1948, № 3, с. 47.
33. Григорьев Д. П. О генезисе натечных или метаколлоидных, колломорфных агрегатов минералов. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1953, ч. 82, вып. 1, с. 7.
34. Григорьев Д. П. Развитие представлений об объектах минералогии и понятие о минералах по А. К. Болдыреву. Там же, 1956, ч. 85, вып. 4, с. 463.
35. Григорьев Д. П. К пониманию природы «коллоидных» минералов. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3 и 4. Львов, Изд. Львовского ун-та, 1956, с. 107.
36. Григорьев Д. П. Перекристаллизация минералов. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1956, ч. 85, вып. 2, с. 147.
37. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Львов, Изд. Львовского ун-та, 1961.
38. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. М., «Наука», 1975.
39. Долежал М., Егоров В. С., Заварзин А. В., Никольский А. Л., Романидис К. О метасоматических урановых месторождениях Чешского массива. — «Геология рудных месторождений», 1975, т. 17, № 6, с. 42.
40. Дымков Ю. М. Урановая минерализация Рудных гор. М., Атомиздат, 1960.
41. Дымков Ю. М. Признаки кристаллизационного роста выделений натура. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1960, ч. 89, вып. 6, с. 652.
42. Дымков Ю. М. Минеральные индивиды и минеральные агрегаты. В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М., «Наука», 1966, с. 72.

43. Дымков Ю. М. Вопросы генезиса сферолитов настурана. — «Атомная энергия», 1966, т. 20, вып. 3, с. 256.
44. Дымков Ю. М. Природа урановой смоляной руды. М., Атомиздат, 1973.
45. Дымков Ю. М., Бродин Б. В. К вопросу о покраснении минералов в ураноносных жилах. — «Атомная энергия», 1962, т. 10, вып. 1, с. 35.
46. Дымков Ю. М., Волков Н. И., Шиякова И. И., Назаренко Н. Г., Павлов Е. Г. Настуран из уран-молибденового месторождения. — «Атомная энергия», 1974, т. 36, вып. 6, с. 506.
47. Дымков Ю. М., Дымкова Г. А., Назаренко Н. Г., Прибытков П. В. Минератрафическое и рентгенографическое изучение продуктов прокаливания и восстановления природных окислов урана. — В кн.: Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М., Атомиздат, 1970, с. 274.
48. Дымков Ю. М., Елов В. М., Казанцев В. В., Котельникова Е. С. Карбонаты ураноносных жил. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. Вып. 2. М., Атомиздат, 1967, с. 219.
49. Дымков Ю. М., Казанцев В. В., Любченко В. А. Крустификационные карбонатные жилы уран-арсенидного месторождения. — В кн.: Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М., Атомиздат, 1970, с. 205.
50. Дымков Ю. М., Назаренко Н. Г. Коффинит и природа псевдокристаллов настурана. — «Геохимия», 1962, № 4, с. 305.
51. Дымков Ю. М., Орлова Л. А. О зональном изменении сферолитов настурана. — В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М., «Наука», 1966, с. 156.
52. Дымков Ю. М., Успенский В. А., Бродин Б. В., Солнцева Л. С. Коффинит-содержащие антраксолиты в ураноносных гидротермальных жилах. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. Вып. 2. М., Атомиздат, 1967, с. 122.
53. Дымкова Г. А., Дымков Ю. М., Павлов Е. Г. Внутреннее строение зерен метамиктного циркона. — В сб.: «Новые данные о минералах СССР». Труды Минерал. музея АН СССР, 1975, № 24, с. 181.
54. Дымкова Г. А., Кузьмина Л. Н., Несмеянова Г. М., Прибытков П. В. Исследования растворения настурана в компактных образцах растворами серной кислоты. — «Атомная энергия», 1973, т. 35, вып. 1, с. 48. ДС № 674/5995.
55. Дубакина Л. С., Стрелкина Е. М. К минералогии кварцево-карбонатно-айкинито-настурановой ассоциации Рудных гор — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов рудных месторождений. Л., «Наука», 1973, с. 55.
56. Думанский А. В., Крячков Н. Н., Лейсис Е. Г. Фигуры высыхания смоченных дисперсных систем (порошкообразные тела). — «Изв. Гос. науч.-исслед. ин-та коллоидной химии» 1934, вып. 2.
57. Евзикова Н. З. Практический аспект кристалломорфологии касситерита. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1972, ч. 101, вып. 2, с. 237.
58. Жабин А. Г. Морфология и генезис параллельно-шестоватых агрегатов минералов. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1958, ч. 87, вып. 5, с. 575.
59. Жабин А. Г. Онтогенез параллельно-шестоватых агрегатов третьего типа. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 6, с. 414.
60. Жабин А. Г. Гравитационные текстуры агрегатов в колчеданных месторождениях. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1974, ч. 103, вып. 5, с. 513.
61. Жабин А. Г., Воронков А. А., Халезова Е. В., Казакова М. Е. Новые данные об аксессуарном давидите из Вишневых гор на Урале и о так называемом уфертите и ферутите. — В кн.: Редкие элементы и аксессуарные минералы в ультраосновных, щелочных и кислых породах. (Труды ИМГРЭ, № 15). М., «Наука», 1963, с. 110.
62. Жукова В. И. Новые данные о гипогенных силикатах урана. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. Вып. 2. М., Атомиздат, 1967, с. 40.

63. Жукова В. И. Минералогия и первичная зональность гидротермально-метасоматического месторождения урана в железорудной формации докембрия. — В кн.: Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М., Атомиздат, 1970, с. 5.
64. Заварицкий А. Н. «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1949, № 3.
65. Заварзин А. В. и др. Первичная зональность минерализации и ее связь со структурными элементами. — В кн.: Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М., Атомиздат, 1970, с. 93.
66. Зубов А. И. Особенности сростаний настурана и антраксолита. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1969, ч. 98, вып. 6, с. 699.
67. Зубов А. И., Казанцев В. В. Пострудная минерализация в карбонатно-арсенидно-настурановых жилах. — В кн.: Месторождения урана: зональность и парагенезисы. М., Атомиздат, 1970, с. 244.
68. Ильменев Е. С., Палкин В. И. Кристаллы давидита из хрусталеносных пегматитов. — «Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка», 1966, № 6, с. 50.
69. Исаенко М. П. Определитель текстур и структур руд. М., «Недра», 1964.
70. Казыцын Ю. В. Ферутит и давидит. — В кн.: Кристаллография. Вып. 5. М., «Металлургиздат», 1956, с. 167.
71. Каргин В. А., Слонимский Г. А. Краткие очерки по физико-химии полимеров. М., «Химия», 1967.
72. Кига́й И. Н. О роли коллоидов в гидротермальном рудообразовании. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М., «Наука», 1974, с. 32.
73. Королев Д. Ф. О генезисе метакolloидных минералов. — «Геология и геофизика», 1963, № 8, с. 82.
74. Копченова Е. В., Авдонин А. С., Сидоренко Г. А. Стадийность изменения тонкодисперсного настурана в альбититах. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. Труды Минерал. музея АН СССР, 1975, вып. 24, с. 68.
75. Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 491.
76. Кулик Н. А. Некоторые данные по минералогии уфертита (давидита). — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1965, ч. 95, вып. 1, с. 114.
77. Лебедев Л. М. Метакolloиды в эндогенных месторождениях. М., «Наука», 1965.
78. Левицкий О. Д. К вопросу о значении коллоидных растворов при рудотолжении. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 309.
79. Леонова В. А. Аксессуары «гуммиты» в пегматитах северо-западного Беломорья. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1972, ч. 101, вып. 1, с. 11.
80. Липова И. М. Природа метамиктных цирконов. М., Атомиздат, 1972.
81. Лобанов И. Н. Знаки ряби. — «Природа», 1967, № 5, с. 57.
82. Малеев М. Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М., «Наука», 1971.
83. Мельников И. В. Некоторые особенности образования различных генераций урановой смолки. — «Геол. рудн. местор.», 1961, № 3, с. 28.
84. Наумов Г. Б. Некоторые физико-химические особенности поведения урана в гидротермальных растворах. — «Геохимия», 1961, № 2, с. 115.
85. Омеляненко Б. М., Масягутов Б. А. Березитизация пород вблизи урановых рудных тел. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1969, № 10.
86. Орлова Л. А. О зональном строении сферолитов настурана. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Госатомиздат, 1963, с. 146.
87. Петров П. П., Карпенко В. С., Мещерский Ю. А. О месторождениях урана в железорудных формациях докембрия. М., Атомиздат, 1969.

88. Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. — «Геол. рудн. местор.», 1965, т. 7, № 1, с. 3.
89. Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973, с. 347.
90. Петросян Э. М. Особенности геологического строения и вещественный состав руд одного из проявлений урано-титановой формации. — «Сов. геология», 1961, № 11, с. 64.
- 90а. Поваренных А. С., Беднарж М. К систематике урановых минералов. «Геологический журн.», 1974, т. 34, вып. 1, с. 42—53.
91. Поликарпова В. А. Ненадевит — новый силикат урана. — «Атомная энергия», 1956, № 3, с. 132.
92. Поликарпова В. А. Новые данные о ненадевите. — В кн.: Вопросы геологии урана. М., Атомиздат, 1957, с. 55.
93. Поспелов Г. Л. О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального промачивания при их образовании. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 129.
94. Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1973.
95. Прибытков П. В. Основные принципы классификации промышленных урановых руд. — «Атомная энергия», 1960, т. 9, вып. 3, с. 201.
96. Равдель А. А., Горелик Г. И. — «Журн. прикл. химии», 1964, т. 37, вып. 11, с. 65.
97. Радкевич Е. А. О рудах коллоидного происхождения. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1952, № 2, с. 70.
98. Ракович Ф. И. О титанатах урана сложного состава. — «Геол. журн.» (Киев), 1968, т. 28, вып. 2, с. 115.
99. Ракович Ф. И., Шаркин О. П., Цопова Л. М. Микрорентгеноспектральные исследования уранотитанатов. — Там же, 1970, т. 30, вып. 4, с. 114.
100. Ракович Ф. И. Последовательность образования минералов и некоторые вопросы генезиса урановой минерализации натриевых метасоматитов. — Там же, 1972, т. 32, вып. 6, с. 78.
101. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Пер. с нем. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
102. Рафальский Р. П. Физико-химическое исследование условий образования урановых руд. М., Госатомиздат, 1963.
103. Ребиндер П. А., Воюцкий С. С., Думанский А. В., Дерягин Б. В., Таубман А. Б. Дискуссия по поводу определения термина «коллоид». — «Коллоид. журн.», 1961, т. 23, № 3, с. 353.
104. Рехарский В. И. К вопросу о закономерностях распределения U и Mo в минерализованных зонах. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1959, № 8.
105. Рехарский В. И., Крутицкая О. В., Дуброва И. В. Переотложение молибдена и урана гидротермальными бикарбонатными растворами. — «Геол. рудн. местор.», 1959, № 4, с. 103.
106. Розенцвит А. О., Эпштейн Т. Ю. О кристаллизации пирита из гелей сложного состава. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 150, № 5, с. 1134.
107. Розенцвит А. О., Эпштейн Т. Ю. О некоторых особенностях минералов, развивающихся из гелей сложного состава. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1965, ч. 94, вып. 4, с. 401.
108. Руденко С. А., Руденко С. С., Иванов М. А. Опыт генетико-геометрической классификации минеральных агрегатов. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1975, ч. 104, вып. 2, с. 129.
109. Сергеев В. Н., Кузьмин А. М. Структуры роста и растворения зерен магнетита. — В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М., «Наука», 1966, с. 126.

110. Сергеев В. Н. Зональность магнетитов из скарновых и гидротермальных месторождений. — В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, Изд. СГИ, 1971, с. 72.
111. Семенов Е. И., Костюнина Л. П., Кулаков М. П. Редкометальная акцессорная минерализация в кварц-флюоритовых пегматитах Казахстана. — В кн.: Минералогия пегматитов и гидротермальных щелочных массивов. М., «Наука», 1967, с. 137.
112. Сидоренко Г. А. Рентгенографический определитель урановых и урансодержащих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1960.
113. Скворцова К. В., Сидоренко Г. А., Дара А. Д., Силантьева Н. И., Медоева М. М. Фемолит — новый сульфид молибдена. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1964, ч. 93.
114. Соболева М. В., Пудовкина И. А. Минералы урана. М., Госгеолтехиздат, 1957.
115. Соловьева Ф. Г. Коффинит карбонатных жил. «Доповіді АН УРСР», 1967, № 5, с. 423.
116. Степанов В. И. О происхождении так называемых «колломорфных» агрегатов минералов. — В кн.: Онтогенические методы изучения минералов. М., «Наука», 1970.
117. Стрелкин М. Ф., Железняк Н. Н., Заварзин А. В., Кашеев Л. П., Никольский А. Л. Некоторые вопросы формирования браннеритовых руд. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. Вып. 2. М., Атомиздат, 1967, с. 60.
118. Стрелкина Е. М. Два типа метасоматитов в зоне рудоносного разлома на редкометальном месторождении. — «Сов. геология», 1970, № 2, с. 127.
119. Стрелкина Е. М. Исследование браннерита и его парагенетических ассоциаций. — «Изв. высшей школы. Геол. и разведка», 1973, № 12 (дп).
120. Салоп Л. И. Метаморфизм рудных минералов в прититизированных толщах северной части Байкальской горной области. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1954, № 1, с. 40.
121. Суражский Д. Я. Морфологические типы промышленных месторождений урана и методы их разведки. — «Атомная энергия», 1959, т. 7, вып. 6, с. 539.
122. Суражский Д. Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. М., Атомиздат, 1960.
123. Суражский Д. Я. К вопросу о стадийности разведки и классификации запасов твердых полезных ископаемых. — «Сов. геология», 1974, № 1, с. 3.
124. Толдыкин С. И., Гончарик Н. Ф., Еникеева Г. Н., Розина Б. Б. Атлас структур и текстур руд. М., Госгеолтехиздат, 1954.
125. Тананаева Г. А. Об ассоциации настурана и коффинита с глинистыми минералами и флюоритом. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. Вып. 2. М., Атомиздат, 1967, с. 263.
126. Черепанов А. А. Об эндогенной седиментации во флюоритовых жилах Забайкалья. — В кн.: Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Чита, Изд. Заб. КНИИ МГ СССР, 1968, с. 144.
127. Чесноков Б. В., Кайнов В. И. Особенности облика кристаллов пирита из окрестностей села Горный щит на среднем Урале. — «Минералогический сб. Труды Ин-та геол. и геохимии УФ АН СССР», 1968, № 8, с. 76.
128. Чесноков Б. В. Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М., «Недра», 1974.
129. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
130. Чухров Ф. В. О некоторых вопросах коллоидной минералогии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 4, с. 3.
131. Шахов Ф. Н. Текстуры руд. М., Изд-во АН СССР, 1961.
132. Шубников А. В. Как растут кристаллы. М., Изд-во АН СССР, 1935.

133. Шубников А. В. О собственной симметрии атомов и молекул в кристаллах. — «Кристаллография», 1958, т. 3, вып. 4, с. 521.
134. Шубников А. В. У истоков кристаллографии. М., «Наука», 1972.
135. Шубников А. В., Флинт Е. Е., Бокий Г. Б. Основы кристаллографии. М., Изд-во АН СССР, 1940.
136. Юшкин Н. П. Понятие о минерале и таксономические системы минералогии. — «Труды Ин-та геологии Коми ФАН СССР», 1971, вып. 15, с. 3.
137. Юшкин Н. П. Механические свойства минералов. М., «Наука», 1971, с. 284.
138. Юшко С. А. Методы лабораторного исследования руд. Изд. 3-е. М., «Недра», 1966, с. 320.
139. Augustithis S. S. Geochemical and ore microscopic studies of hydrothermal and pegmatitic primary uranium paragenesis. — «Nova acta Leopoldina», 1964, Bd 28, № 170.
140. Bannister F. A., Horn J. E. A radioactive mineral from Mozambique related to davidite. — «Mineral. Mag.», 1950, v. 29, № 209, p. 101.
141. Becraft G. E. Uranium Deposits of the Northern Part of the Boulder Batholith, Montana. — «Econ. Geol.», 1956, v. 51, № 4, p. 362.
142. Belle J., ed. Uranium dioxide: properties and nuclear applications. US AEC, Washington, 1961.
143. Butler J. R., Hall R. Chemical characteristics of davidite. — «Econ. Geol.», 1960, v. 55, № 7, p. 1541.
144. Cogliati R., Leone G. R., Guidotti R., Lanz L., Lorenzini E., Mezi L., Scibona G. The preparation of dense particles of thorium and uranium oxides. Proceedings of the third international conference on the peaceful uses of atomic energy. 1965, v. 11, p. 552.
145. Contag B., Strunz H. Zur Kristallchemie des Uran — Minerals Davidit. — «Naturwissenschaften», 1961, Bd 48, № 18, S. 597.
146. Croft W. Z. An x-ray study of uraninite. Annals New York Acad. Sci., 1956, v. 62, art. 20, p. 451.
147. Crook T., Blake G. S. On carnotite and an associated mineral complex from South Australia. — «Mineral mag.», 1910, v. 15, p. 271.
148. Davidson D. M., Kerr P. E. Uranium-Bearing Veins in Plate strata Kave Creek, Utah. — «Econ. Geol.», 1968, v. 79, № 11.
149. Eisenhuth K. H., Kautzsch E. Handbuch für den Kupferschieferbergbau. Leipzig, 1954.
150. Ernest E. T., Wright R. I. Uraninite in the Cour D'Alene District, Idaho. — «Econ. Geol.», 1950, v. 45, № 5.
151. Everhart D. L., Wright R. I. The geologic character of typical pitchblende veins. — «Econ. Geol.», 1953, v. 48, № 2, p. 77.
152. Furnival G. M. A silver-pitchblende deposit at Contact Lake, Great Bear Lake area Canada. — «Econ. Geol.», 1939, v. 34, № 7, p. 739.
153. Frondel C. Systematic mineralogy of uranium and thorium. — «U. S. Geol. Surv. Bull.», № 1064. Washington, 1958.
154. Gross E. B. Mineralogy and paragenesis of the uranium ore, Mi Vida mine, San Juan Country, Utah. — «Econ. Geol.», 1956, v. 51, № 7, p. 632.
155. Haranczyk C. Skeletal and colloform textures of galena from Silesian — Cracovian lead — zinc deposits. — «Bull. Acad. Polon. sci., ser. ct. geogr.», 1959, № 1.
156. Heyton I. D. The constitution of davidite. — «Econ. Geol.», 1960, № 5, p. 1030.
157. Golliffe A. W. The gunner «A» Orebody. — «Canad. Mining and Metallurg. Bull.», 1956.
158. Kidd D. F., Haycock M. H. Mineragraphy of the ores of Great Bear Lake. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1935, v. 46, № 6, p. 879.

159. King A. C. Pyrite—uraninite polycrystal. — «Amer. Mineralogist», 1957, v. 42, № 9—10, p. 648.
160. Miller L. Z. The chemical environment of pitchblende. — «Econ. Geol.», 1958, v. 53, № 5, p. 521.
161. Mowson D. On certain new mineral species associated with carnotite in the radioactive ore body near Olary. — «Trans. Roy. Soc. South Australia», 1906, v. 30, p. 191.
162. Mowson D. Mineral notes. Ibid., 1916, v. 40, p. 262.
163. Mowson D. The nature and occurrence of uraniferous mineral deposits in South Australia. Ibid., 1944, v. 66, p. 334.
164. Neumann H., Sverdrup T. L. Contributions to the mineralogy of Norway. — «Norsk geol. Tidsskr.», 1960, Bd 40.
165. Robinson S. C. Mineralogy of uranium deposits Goldfields, Saskatchewan, Canada. — «Geol. Surv. Bull.», 1955, v. 31.
166. Rouse R., Peacor D. The relationship between senaite, magnetoplumbite and davidite. — «Amer. Mineralogist», 1968, v. 53, № 5—6, p. 869.
167. Pabst A., Thomssen R. W. Davidite from the Quiyotou Mountains Pima County, Arizona. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1959, v. 70, № 12, pt 2, p. 1739.
168. Pabst A. X-ray crystallography of davidite. — «Amer. Mineralogist», 1961, v. 46, № 5—6, p. 700.
169. Popoff B. Sphärolithenbau und Strahlungskristallisation. — «Latv. farm. zurn.», Riga, 1934.
170. Scott. The application of colloid chemistry to mineralogy and petrology. 4th Rept. on colloid chemistry and its general and industrial applications. «British Assoc. Adv. Sci.», 1922, p. 204.
171. Shaub B. M. The occurrence, crystal habit and composition of the uraninite from the Ruggles Mine, near Grafton Center, New Hampshire. — «Amer. Mineralogist», 1938, v. 23, № 5, p. 334.
172. Shawe L., Reeves D. Heavy detrital minerals in stream sands of the Eastern Sierra Nevada between leevning and independence California. — «Abstracte Dissert.», 1954, v. XIV, p. 369.
173. Sims P. K. Paragenesis and structure of pitchblende-bearing veins Central City district, Gilpin County, Colorado. — «Econ. Geol.», 1956, v. 51, № 8, p. 739.
174. Strunz H. Mineralogische tabellen. Leipzig, 1970.
175. Vasconcelos Pinto Coelcho. O minerio de uranio de Mavudzi — Tete (Mozambique). — «Rev. junta miss. geogr. L. invest. do Ultra mar.», 1954, v. 2, № 2, p. 209 (Ref. Amer. min., 1956, v. 41, № 1, p. 164).
176. Vujanovic V. Miomirit—olovni davidit iz Nezilova. — «Rad. Inst. geol.—rud istraz i ispit. nukl. i dr. mineral. sirov.», 1969, v. 4, № 5, p. 147.
177. Wambecke L. A second occurrence of nonmetamict davidite. — «Mineral Deposita», 1968, v. 2, p. 178.
178. Whittle Alick W. G. The nature of davidite. — «Econ. Geol.», 1959, v. 54, № 1, p. 64.
179. Wright H. D. Mineralogy of a uraninite deposit at Caribou, Colorado. — Ibid., 1954, v. 49, № 1, p. 129.
180. Zückert R. Die Paragenesen von gediegen Silber und Wismut mit Kobalt—Nickel—Kiesen und der Uranpitchblende zu Skt. Joachimsthal in Böhmen. — «Mitt. Abt. F. Geol.», 1926, Bd 1, S. 69.

- Автокатализ 10
- Агрегаты минеральные 5, 6, 9, 10, 12, 13, 183
- Агрегация вещества 12, 13
- Алланит (ортит) 47
- Аллемонтит 79, 81
- Альбит 43, 44, 48, 50, 72, 144, 147, 149, 154, 157
- Аморфность 59
- Амфиболы 149, 151, 154, 155
- Анализ 154
- Англезит 37, 172
- Анкерит 79, 94, 120, 126, 158, 160
- Антраксолит 66, 85, 96, 152
- Апатит 43, 127, 164
- Арсенопирит 79, 110
- Ассоциации урановых минералов, см. Настуран, Уранинит

- Бетафит 52
- Битумы 77, 87, 94, 122, 124, 152, 164
- Браннерит, общие сведения 43, 48, 66, 108, 157
- свойства 49, 50, 69, 151, 155, 160, 167
- внутреннее строение 49, 50, 68, 155
- прокаливание 49
- псевдоморфозы 66
- состав 69, 151, 154, 166, 167
- сростания с амфиболами 154
- — анкеритом, пиритом 110, 158, 160
- — ильменитом, титаномagnetитом 108
- — рутилом 49, 50
- — коффицитом, настураном, карбонатами 66, 167
- — молибденитом, настураном 102
- — антраксолитом 69, 153

- — битумом, коффицитом 164
- Брейтгауптит 81

- Ваэсит 82
- Взвесь 66
- Болокна 21, 23, 40
- ориентировка 22, 40, 118
- Выщелачивание урана, см. Растворение
- Вюртцит 72, 79, 85, 90
- Вязкость 58, 65

- Галенит 36, 39, 42, 69, 72, 77, 79, 90, 95, 110, 173
- Гармотом 70, 72, 73
- Геликоидальное закручивание 24
- Гель 57
- Гематит 34, 36, 46, 51, 81, 129, 134, 149
- Герсдорфит 81, 92
- Гетит 50, 81
- Гидрогематит 154
- Гидронастуран 124

- Давидит, общие сведения 43, 48
- внутреннее строение 43, 53, 56
- замещения ильменитом, гематитом 43, 52
- — кварцем 43, 45
- — рутилом, гематитом, эпидотом 47
- искусственное получение 52, 54, 56
- история открытия 51, 52
- кристаллохимия 51, 52, 54, 56
- преобразования 45, 53, 55
- сростания с альбитом 53, 55
- — кварцем, скаполитом, альбитом 43, 48, 154

- кварцем, сульфидами 43
- физические свойства 44
- Дегидрагация 27, 60
- Дендриты 11, 12, 85, 86, 92, 93
- сферондолитовые 82
- сферолитовые 15, 17
- Дефекты в кристаллах 10, 175
- объемные 12, 173, 174
- тангенциальные 10
- точечные 174
- Деформация
- катакlastическая 149, 155
- пластическая 76, 77, 158
- Двуокись урана, синтетическая 169
- Дислокации 19
- Дисперсная среда 58, 59
- Дисперсная фаза 58, 184
- Диффузия 12, 36, 39, 41, 59, 98, 173
- Доломит 36, 39, 41, 66, 68, 81, 91, 121, 128, 131, 134, 147, 152

- Зародыши 10, 18, 65, 66
- расщепленные 9, 10, 14, 17, 18, 19, 60
- плоскогранные-кривогранные 17, 31
- уранинитовые 17, 20, 26, 40
- центры 9, 15, 17
- Знаки ряби 61, 65
- Зональность кристалла 10, 150

- Индивиды (минеральные), понятие 9, 12
- текстуры 12, 14, 17, 75
- Иордизит 96, 102, 104, 108
- Ильменит 43, 48, 51, 55, 103, 108

- Кальцит 19, 30, 36, 41, 48, 64, 67, 70, 79, 93, 105, 114, 121, 128, 137, 152, 154, 170
- Карбонаты 43, 48, 63, 82, 103, 117, 121, 150, 170
- Кварц 18, 43, 67, 72, 79, 90, 105, 108, 113, 121, 150, 154, 158
- Комплексы уранила 65
- Коффинит, общие сведения 28, 41, 66, 85, 91, 163, 168
- блоковое строение 29
- внутреннее строение 27, 29, 40, 69, 165
- габитус 24, 29, 36, 70, 75, 96, 107, 131, 165
- диффузионные изменения 29, 42

204

- метамиктный распад 26, 29, 34, 66, 105, 165
- перекристаллизация 26, 39, 40, 42, 173
- прокаливание 31
- псевдоморфозы 38, 40, 42, 66, 74, 85, 122, 169
- рентгенография, дифрактометрия 24, 30, 131
- свойства 29, 31, 35, 38, 70, 91, 104, 107, 131
- состав 24, 32, 42, 70, 105, 166
- срастания с антраксолитом 69
- апатитом, браннеритом 163
- — арсенидами 92
- — битумами 95, 164
- — браннеритом 66
- — гармотомом 74
- — кальцитом, хлоритом, настураном 71, 157
- — молибденитом, ненадквевитом 31, 96, 102, 108, 154
- — монтрозитом 71, 85
- — настураном, коффинитом, карбонатами 107, 124, 128, 131, 134, 136
- — селенидами 30
- — сульфидами 81, 87, 107
- электронография 37, 74
- Кристалл идеальный 11
- метакристалл 17, 40, 117, 139, 155
- мозаичный 11, 117
- пойкилит 17
- скелетный 11, 15, 71, 152
- Ксенотим 35
- Киноварь 85
- Кубоиды 21

Лейкоксен 47, 154, 161

- Мавудзит 51
- Магнетоплюмбит 52
- Малакон 154
- Марказит 72, 75, 85, 94, 126, 128, 160
- Метаконкреция 129, 131
- Минералогический уровень 61, 86, 90, 92, 121
- Молибденит 39, 94, 102, 103, 108, 119
- Монацит 35
- Монтрозит 71, 85

- Настуран
- габитус 17, 38, 57, 76

- дифрактометрия 22, 37
- микротвердость 36, 84, 92, 104, 170, 171, 174
- отражательная способность 38, 68, 104, 171
- параметр кристаллической решетки 31, 34, 36, 37, 41, 64, 69, 76, 82, 92, 104—107, 131, 132, 136, 153, 169, 171
- перекристаллизация (в т. ч. прокалывание) 12, 15, 26, 36, 40, 59, 77, 87, 94, 97, 103, 105, 124, 136, 150, 155, 170
- псевдоморфозы 26, 36, 38, 39, 93, 122, 136
- растворение 31, 37, 39, 168
- состав 24, 36, 40, 68, 104, 153
- сростания с браннеритом, коффинитом, карбонатом 66
- — галенитом, сфалеритом 82, 85
- — кальцитом, селенидами 30, 71, 76
- — кальцитом, хлоритом 71, 72
- — карбонатами 66, 82, 83, 90, 113, 122
- — кварцем, цеолитами 70, 72
- — коффинитом, антраксолитом 87
- — коффинитом, молибденитом, сульфидами, битумом 94, 142, 192
- — коффинитом, монтрозеном 71
- — молибденитом 29, 31, 119
- — молибденитом, хлоритом 120
- — никелином, арсенидами 82, 85, 87, 90
- — окислами железа 82, 129
- — пиритом, серицитом, карбонатами 64
- — селенидами 76
- — эпидотом, хлоритом 154
- Натяжение поверхностное 58
- Ненадkevит, общие сведения 28, 149, 155
- метамиктный распад 34
- прокалывание 31
- рентгенография (в т. ч. дифракция и электронография) 28, 31, 34, 35
- свойства 28, 31, 32, 35
- состав 28, 32—35
- сростания 34, 149
- Никелин 76, 82, 85, 92

- Оптогенезис 11, 41, 168
- Опалесценция 58
- Ориентация аксиальная 18
- Ортотропизм 59

Отбор геометрический 10, 13, 103

- Парагенезисы, понятие 111
- Периодичность вторичная 13
- Пирит 36, 43, 64, 72, 79, 85, 94, 109, 113, 124, 129, 142, 144, 158, 160, 164
- Полевой шпат 43, 103, 119
- Потоки латеральные 142
- Почки 9, 12, 36, 61, 189
- Промачивание, явление 131, 173
- Псевдобрукит 53, 55
- Псевдокристаллы 30, 86
- Пучки сферокристаллические 13, 24
- Раммельсбергит 76, 81, 92
- Растворение 22, 122, 139, 150, 168, 177
- кислотное 168, 170, 180
- содовое 38, 42, 169, 171, 173, 180
- Растворы 60, 65, 131, 137, 152, 157, 162
- Растворы коллоидные 58
- Регенерация 122
- Рост кристаллов
- дорастания 10
- одновременный 60, 83, 107, 119, 134
- пирамиды 14, 18, 45
- скорости 13, 15
- Рутил 43, 48, 51, 154

- Сафлорит 80
- Седиментация 61
- Сенаит 52, 55
- Сетки атомарные 10
- Симметрия 9, 12, 25
- Синтаксия 26, 75
- Скutterудит 81, 92
- Строение коллоидное 57, 119, 157, см. Текстуры коллоидные
- Строение электронно-микроскопическое
- браннерита 162
- гармотома урансодержащего 73
- давидита 55
- настурана 41, 64, 76, 103
- ненадkevита 34
- коффинита 29, 40, 96
- уранинита 9
- Ступень минерализации 112, 121
- Структуры, общие сведения 9, 13, 111, 176, 183, 193
- блоковые 29, 73, 172
- брусковидные 185
- глобулярные 30, 40, 53, 56, 117
- дендритовые 12, 53, 56, 87, 93, 193

- диффузионные 39, 93
- зернистые 30, 151, 185
- зональные 24, 57, 87, 150, 189
- идиоморфнозернистые 155
- катакластические 36, 155
- кольцевые 76, 131
- коррозионные 155
- криптокристаллические 119, 120
- мirmekитовые 30
- пластинчатые 93, 185, 193
- решетчатые 193
- ритмические 173
- скелетные 193
- столбчатые 94
- сферолитовые, см. Сферолиты
- субграфические 82, 193
- таблитчатые 94, 154
- фибриллярные 56
- футлярные 40, 74
- шахматные 154
- четковидные 150
- эмульсионные 126, 193
- Субагрегат 13
- Субиндивид, понятие 9
 - игольчатый 12, 15
 - порядка первого и второго 13
 - структуры 14
 - текстуры 14, 39
- Сфалерит 13, 38, 43, 72, 79, 86, 90, 95, 109, 129
- Сфен 49, 154
- Сферокристаллы, понятие 11, 17, 20, 40
 - анизотропия 22
 - геликонидальное закручивание волокон 23, 24
 - дендритные 15
 - закрытые 14
 - зародышевые 19
 - открытые 14
 - скелетные 14, 152
- Сферолиты, понятие 9, 17, 24, 38, 41, 60, 172
 - агрегаты 36, 59, 103
 - дифрактометрия 22, 23
 - метасферолиты 17, 139, 142
 - псевдосферолиты 37, 42
 - сложные 11
 - спайность 22
- Субиндивиды, понятие 9
 - игольчатый 12, 15
 - порядка первого и второго 13
 - структуры 14
 - текстуры 14, 39

- Текстуры, общие сведения 17, 111, 137, 176, 183, 185
 - номенклатура 10, 186
 - микротекстуры 111
 - порядок 111, 112, 139
 - амёбовидные 129, 131
 - асимметрично-полосчатые 120
 - брекчиевидные 149, 155, 160
 - брекчиевые 90, 99, 118, 120, 128, 144, 150, 158, 160, 164, 190
 - ветвистые 161, 162
 - вкрапленные 20, 76, 99, 110, 114, 115, 118, 122, 128, 139, 147, 160, 164, 183, 185, 188
 - вкрапленно-полосчатые 189
 - волокнистые 118, 127
 - глобулярные 117
 - гнездовые 17, 99, 139, 155, 162, 163, 189
 - горизонтально-слоистые 61, 146
 - гравитационные 92, 144
 - гроздевидные 56, 57
 - дендритовидные 92
 - диффузионные 73
 - друзовые 127, 164, 190
 - кавернозные 127
 - каемок 120
 - катакластические 155
 - кокардовые 90, 110, 119, 120, 122, 128, 142, 189
 - колломорфные 92, 110, 120, 128, 152
 - колломорфно-зональные 92, 110
 - колломорфно - кристификационные 128
 - кольцевые 129
 - конкреционно-метасоматические 43
 - концентрически-скорлуповатые 189
 - корковые 17, 36, 41, 57, 62, 65, 119, 120, 134, 152, 190
 - кристификационные 61, 76, 87, 90, 110, 119, 121, 134, 150, 164
 - кристификационно-полосчатые 142, 164
 - массивно-полосчатые 149
 - массивные 43, 57, 118, 127, 137, 139, 142, 149, 150, 164, 188
 - микропрожилковые 118, 122, 127, 163
 - микроскладчатые 149
 - микросферолитовые 120, 122
 - оторочек 118
 - параллельно-шестоватые 114, 118, 124, 127
 - периодические 39, 85
 - петельчатые 56, 110, 136, 152, 189
 - полосчато-прожилковые 139

- полосчато-пятнистые 151
- полосчато-узловатые 151
- полосчатые 66, 121, 139, 142, 150, 158, 164, 188
- порошковатые (землистые) 190
- почковидные, см. Почки
- прожилковые 91, 99, 103, 110, 115, 118, 127, 136, 137, 139, 142, 151, 158, 160, 164, 188
- прожилково-вкрапленные 72, 99, 115, 118, 158, 160
- пятнистые 43, 48, 118, 127, 131, 137, 139, 152, 158, 160, 189
- «растаскивание» 124
- решетчатые 152
- ритмические 61, 62
- ритмично-слоистые 121
- сетчатые 91, 122, 144, 150, 189
- симметрично-зональные 120
- симметрично-полосчатые 120
- слоистые 61, 92, 119, 142, 144
- сталактитовые 86, 146
- струйчатые 139
- флюидално-петельчатые 76
- флюидално-прожилковые 76
- фрамбоидальные 95, 117
- цементационные (цементные) 119, 120, 122, 137, 158, 160, 190
- цепочечные 155
- чешуйчатые 190
- шаровые 131
- Типоморфизм 85
- Типы руд, технологические 176, 183
- Тоцит 35
- Травление урановых и урансодержащих минералов 18, 36, 40, 45, 87, 168

Упорядоченность

- вещества 10
- объемная 24
- радиально-аксиальная 12, 24
- реликтовая 12
- сред 9, 11, 12
- текстурная 12

Уранаты свинца 31, 37, 42

Уранинит, общие сведения 8, 149

- внутреннее строение 17, 75, 150
- габитус 17, 31, 75, 94, 108, 150
- индивиды 17
- параметр кристаллической решетки 40, 93, 149
- свойства 17, 149
- сростания с гематитом 149, 150
- — гранатом, эпидотом 151
- — молибденитом, урановыми минералами 102, 103
- — пиритом, сульфидами 75
- — селенидами 30

Уфертит 52

Фазы в урановых минералах 19

- бесструктурные 64
- газово-жидкие 12
- твердые 12, 19, 37, 69, 105, 169, 174

Фемолит 102, 108

Ферутит 52

Формации урановые

- альбититовые 153
- железистая 28, 147, 188
- кварц-карбонатная 61, 128
- молибденовая 99, 111, 136
- полиметаллическая 79
- пятиметалльная 90
- титановая 43, 51, 157, 163

Фигуры вращения 13, 92, 103

Халькопирит 43, 85, 95, 109, 142

Хаттонит 35

Хлорит 43, 48, 71, 77, 79, 83, 86, 103, 114, 119, 126, 129, 144, 151, 155, 157

Циркон 30, 40

Эгирин 149, 151, 154

Эндотаксия 26, 75

Эпитаксия 26, 75, 171

Дымков Юрий Максимович, Барсуков Виктор Леонидович, Бойцов Владимир Емельянович, Волков Николай Иванович, Гайдукова Валентина Семеновна, Дубакина Лидия Сергеевна, Дымкова Галина Анатольевна, Жукова Валентина Ивановна, Заварзин Алексей Владимирович, Завьялов Евгений Николаевич, Казанцев Вадим Владимирович, Козырьков Василий Дмитриевич, Королев Ким Григорьевич, Коршунова Анна Григорьевна, Кулик Наталья Артемовна, Мещерский Юрий Андреевич, Павлов Евгений Григорьевич, Прибытков Петр Васильевич, Румянцева Галина Владимировна, Стрелкина Елена Михайловна, Чернецова Калерия Николаевна.

**ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ УРАНОВЫХ РУД
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Редактор Г. М. Пчелинцева
Художественный редактор А. Т. Кирьянов
Переплет художника А. И. Шаварда
Технический редактор И. Н. Подшебакин
Корректоры Г. П. Абилова,
Т. П. Бердочникова

Сдано в набор 22/III 1977 г.

Подписано к печати 31/X 1977 г. Т-16690

Формат 60×84¹/₁₆ Бумага мелованная 120 гр.

Усл. печ. л. 12,09+вклейка 7,44

Уч.-изд. л. 21,72 Тираж 1000 экз. Цена 3 р. 50 к.

Зак. изд. 74072 Зак. тип. 202

Атомиздат, 103031, Москва, К-31, ул. Жданова, 5
Московская типография № 10 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров
СССР по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли. Москва, М-114,
Шлюзовая наб., 10.