

Б. П. ВЛАСОВ
И. М. ВОЛОВИКОВА
Г. Д. ГЛАДЫШЕВ
А. Б. КАЖДАН
Н. П. ЛАВЕРОВ
И. В. МЕЛЬНИКОВ
Г. А. ТАНАНАЕВА

**ГЕОЛОГИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
УРАН-
МОЛИБДЕНОВОЙ
РУДНОЙ
ФОРМАЦИИ**

АТОМИЗДАТ • 1966

Б. П. ВЛАСОВ, И. М. ВОЛОВАКОВА, Г. Д. ГЛАДЫШЕВ,
А. Б. КАЖДАН, Ч. П. ЛАВЕРОВ, И. В. МЕЛЬНИКОВ,
Г. А. ТАНАНАЕВА

*Дорогой
Даня
ты один
абсурд
Зина Н.*

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАН-МОЛИБДЕНОВОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ

Под редакцией д-ра геол.-минерал. наук А. Б. КАЖДАН



АТОМИЗДАТ
МОСКВА 1966

Уран-молибденовая рудная формация имеет важное промышленное значение как источник уранового сырья. В книге впервые всесторонне рассматриваются условия образования гидротермальных урановых месторождений этой формации. Большое внимание уделяется особенностям строения рудоносных территорий, геологической структуре рудных полей и месторождений, связи оруденения с магматическими образованиями, а также особенностям минералогии и парагенезисов промышленных руд. Кроме того, значительное место отведено гидротермально-метаморфизованным породам и околорудным изменениям, связанным с образованием рудных тел. На основании приведенных материалов рассматриваются структурно-геологические и физико-химические условия формирования месторождений уран-молибденовой рудной формации.

В книге использованы материалы, полученные авторами в результате многолетних исследований, а также работы, опубликованные советскими и иностранными учеными.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, работающих в области геологии атомного сырья, научных работников и студентов геологических вузов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Впервые месторождения уран-молибденовых руд были выделены в самостоятельную рудную формацию Н. А. Хрущовым [45], который отметил незначительную их ценность как источника молибденовых руд и подчеркнул практическое значение как источников уранового сырья. В 1962 г. уран-молибденовая формация была выделена в классификации урановых месторождений Я. Д. Готманом и И. Н. Зубревым. Отдельные уран-молибденовые месторождения были описаны в работах П. Кёра [20], Д. Я. Суражского [42], В. Н. Котляра [26, 27] и других [29—31].

В результате многолетних исследований, проведенных большой группой научных сотрудников в содружестве с геологами производственных организаций, был собран большой фактический материал, анализ которого подтверждает справедливость выделения уран-молибденовых месторождений в качестве самостоятельной рудной формации.

Гидротермальные уран-молибденовые месторождения занимают определенное место в развитии складчатых областей, характеризуются специфическими особенностями минерального состава руд и своеобразной геологической позицией в региональных структурах.

Эти месторождения формируются после завершения магматической деятельности — в начале полуплатформенного периода развития складчатой области. Для рудоносных блоков типично широкое развитие многофазного магматизма, который завершается к концу геосинклинального этапа проявлением эффузивно-субвулканических образований с преобладанием наземных липаритовых фаций.

В распределении магматических пород, рудных полей и месторождений исключительно важная роль принадлежит глубинным разломам, которые наиболее отчетливо проявлены в образованиях нижних этажей и ярусов. В эффузивно-пирокластических породах верхних структурных ярусов эти разломы проявлены неотчетливо, но ими контролируется расположение древних вулканических аппаратов, кальдер обрушения и других вулканических структур, в которых часто размещаются гидротермальные уран-молибденовые месторождения. Однако несмотр-

ря на тесную пространственную близость этих месторождений и вулканических структур, процессы рудообразования и процессы поверхностного вулканизма разорваны во времени не менее чем на 10—20 млн. лет.

Наиболее характерной особенностью минерального состава руд этих месторождений является тесная парагенетическая связь урановой смолки с колломорфной разновидностью молибденита — иордизитом.

В зависимости от условий локализации, минерального состава руд и рудоконтролирующих структур месторождения уран-молибденовой формации могут быть разделены на три самостоятельные группы:

1) месторождения прожилково-вкрапленного типа, залегающие в корневых частях кислых субвулканических интрузивов, в породах нижних структурных ярусов;

2) месторождения штокверкового типа, залегающие в субвулканических интрузивах кислых пород в основании верхних структурных ярусов;

3) месторождения трещинно-жильного типа, залегающие в кислых эффузивно-пирокластических породах верхних структурных ярусов, в пространственной связи с жерловыми фациями и структурами древних вулканических аппаратов.

Как и во всякой классификации, это разделение является условным и не исключает возможности появления других структурно-геологических типов.

В процессе исследований авторы пользовались советами и помощью коллег, а также геологическими материалами геологов производственных и геологоразведочных организаций; всем им они выражают глубокую благодарность. Авторы признательны также Д. И. Щербакову, Ф. И. Вольфсону, В. И. Казанскому, В. А. Невскому и Т. Н. Шадлун, которые приняли на себя труд ознакомиться с рукописью и сделали ценные критические замечания, учтенные при окончательном редактировании книги.

В книге гл. I написана А. Б. Кажданом, гл. II — Б. П. Власовым, Н. П. Лаверовым (геология), И. М. Воловиковой (гидротермальный метаморфизм пород) и Г. А. Тананаевой (минералогия), гл. III — Н. П. Лаверовым, И. В. Мельниковым (минералогия), гл. IV — Н. П. Лаверовым, Г. Д. Гладышевым (минералогия), гл. V — А. Б. Кажданом, Н. П. Лаверовым, И. В. Мельниковым.

Авторы надеются, что обобщенные в одной книге сведения о геологии и минералогии этой интересной формации окажутся полезными как для научных работников, так и для геологов производственного профиля, занимающихся поисками и разведкой урановых месторождений.

ГЛАВА I

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УРАНОНОСНЫХ РАЙОНОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

В региональных структурах земной коры районы развития гидротермальных урановых месторождений связаны, как правило, с участками повышенной стабильности в пределах или по периферии крупных подвижных (складчатых) зон. Особенности предрудного геотектонического развития ураноносных районов определяют положение рудных полей и месторождений в региональных геологических структурах, время и место уранового оруденения в процессе этого развития и накладывают отпечаток на металлогенический облик рудоносной провинции.

В зависимости от регионально-структурных особенностей большинство ураноносных районов мира может быть расчленено на несколько групп, среди которых главное значение имеют районы, расположенные в периферических областях древних щитов, в пределах активизированных платформ, в складчатых обрамлениях древних кристаллических глыб и внутри складчатых поясов — в блоках с отчетливым геоантиклинальным режимом развития.

В периферических областях древних щитов гидротермальные урановые месторождения располагаются обычно в породах протерозойского возраста, в зонах сопряжения с более древними архейскими образованиями. В металлогеническом отношении для этих месторождений характерны отсутствие видимых связей с магматическими породами и региональная близость с метаморфогенными месторождениями меди, железа, урана и золота.

В пределах активизированных платформ гидротермальные урановые месторождения встречаются как в породах древнего кристаллического основания, так и в отложениях платформенного чехла. Обычно они группируются в рудные узлы и зоны, которые часто образуют мозаичные структуры блоков и фиксируются выходами интрузивных пород различного возраста и состава.

Урановые месторождения не обнаруживают тяготения к определенным металлогеническим зонам, располагаясь в районах развития оловянно-вольфрамовой, золото-молибденовой, ртутно-сурьмяной и другой рудной минерализации.

Урановые месторождения в складчатых обрамлениях древних кристаллических глыб приурочены к нижним частям разрезов складчатых толщ или к породам древнего кристаллического основания. Часто они обнаруживают отчетливые пространственные связи с экзоконтактовыми зонами заведомо более ранних гипабиссальных гранитных интрузий. Размещение рудных полей и отдельных месторождений находится в тесной связи с расположением крупных разломов, которыми контролируется размещение не только гидротермальной рудной минерализации, но и более ранних магматических образований. С районами развития гидротермальных урановых месторождений пространственно совмещаются районы проявлений грейзеновой оловянно-вольфрамовой и серебряно-полиметаллической рудной минерализации.

Ураноносные районы с проявлениями гидротермальных месторождений уран-молибденовой формации располагаются внутри подвижных геосинклинальных поясов, но связаны только с областями геосинклинального режима, которые приобрели повышенную стабильность в процессе развития складчатого пояса и представляли собой участки несколько ранее завершившейся складчатости. В структурах складчатых областей выделяются региональные тектонические блоки с индивидуальными чертами развития. Границы между блоками совпадают с зонами разломов глубокого заложения и длительного развития, которыми контролировалось пространственное размещение областей осадконакопления и сноса, распределение фаций и мощностей геосинклинальных осадков, а также распределение интрузивных и эффузивных магматических образований.

В строении подобных блоков отчетливо выделяется несколько структурных этажей, каждый из которых объединяет образования законченного тектоно-магматического цикла. Обычно выделяется три таких структурных этажа: древнее кристаллическое основание, структурный этаж собственно геосинклинальной стадии развития и верхний полуплатформенный структурный этаж. Образования среднего собственно геосинклинального структурного этажа часто удается расчленить на несколько структурных ярусов, отражающих отдельные стадии в развитии данного тектоно-магматического цикла. Нижний структурный ярус соответствует стадии первичной геосинклинали, средний — стадии вторичной геосинклинали и верхний — стадии остаточной геосинклинали. В состав образований каждого структурного яруса и этажа входят не только осадочно-метаморфические, но и магматические породы. Границы между отдельными структурными ярусами проводятся по плоскостям региональных

размывов и несогласий с учетом мощностей, особенностей фациального состава отложений, морфологических типов складчатых структур, петрогенетических особенностей, возрастов и последовательности внедрения магматических пород.

Заложение зон наиболее крупных региональных разломов, глубинность которых подтверждается в настоящее время геофизическими данными, относится к начальным периодам развития складчатых поясов, а некоторых из них — даже к более ранним периодам. В процессе геосинклинального развития в связи с наиболее крупными региональными разломами или независимо от них на определенных этапах могут возникать новые крупные разломы других направлений, однако во второй половине геосинклинального периода, как правило, новые глубинные разломы не возникают, и в развитии трещинных структур наблюдается унаследованность древних направлений.

Индивидуальные черты геосинклинального развития отдельных блоков наиболее отчетливо проявляются на ранних и средних стадиях развития складчатых зон, определяя прежде всего геосинклинальную или геоантиклинальную направленность геотектонического процесса в каждом блоке.

Блоки с геосинклинальным режимом развития характеризуются полнотой разрезов, повышенными мощностями и своеобразным фациальным составом вулканогенно-осадочных пород, проявлением нескольких последовательных фаз линейной складчатости и мощной магматической деятельностью, главным образом в виде лав и интрузий, преимущественно основного состава. Интрузивная деятельность в геосинклинальных блоках совпадает с периодами интенсивных нисходящих колебательных движений.

На протяжении всего геосинклинального периода развития блоки с геосинклинальным режимом развития проявляют максимальную мобильность, наиболее долго сохраняя типичные черты подвижного пояса.

Для блоков с геоантиклинальным режимом развития характерны сокращенные мощности, бо́льшая пестрота фациального состава осадков и выпадение из разрезов отдельных свит толщ, а часто и целых структурных ярусов. Развитие гранитоидного магматизма начинается в них раньше, чем в блоках с геосинклинальным режимом и протекает более интенсивно и полно. Магматическая деятельность включает в себя вначале многофазные гранитоидные интрузии, часто повышенной основности, затем гранитные интрузии, эффузивные и субвулканические образования среднего и кислого состава, малые интрузии и дайки. Трещинная тектоника развивается в геоантиклинальных блоках более интенсивно, и, как правило, развитие ее начинается раньше, чем в соседних геосинклинальных блоках. Характерно, что размещение кислых интрузивных и субвулканических пород связывается в пространстве и во времени с рас-

пределением молодых поднятий или пологих прогибов на фоне общего воздымания блока. В процессе геосинклинального развития подвижных поясов геоантиклинальные блоки сравнительно быстро теряют свою мобильность, приобретают заметную «жесткость» и постепенно превращаются в своеобразные зачатки будущей платформы.

К концу геосинклинального периода индивидуальные черты в развитии отдельных блоков постепенно сглаживаются, вся складчатая область стабилизируется, а неустойчивые колебательные движения сменяются слабым общим поднятием, что знаменует собой переход к качественно новому полуплатформенному этапу развития. В разрезах складчатых областей начало этого периода устанавливается по региональному размыву геосинклинальных образований и по трансгрессивному залеганию на них отложений полуплатформенного структурного этажа, которые отличаются появлением платформенных фаций, слабой дислоцированностью пород и часто отсутствием магматических образований.

Независимо от геологического возраста складчатых поясов и гидротермальных месторождений уран-молибденовой формации в их распределении устанавливаются общие региональные закономерности.

1. Уран-молибденовые месторождения располагаются исключительно в пределах блоков с геоантиклинальным режимом тектонического развития.

2. Пространственно они тесно связаны с районами развития гранитоидных пород, завершающих развитие магматизма в данном блоке. Чаще всего эти породы представлены дайками порфиров и кислых магматических пород, малыми интрузивами кислого или субщелочного состава, кислыми субвулканическими интрузивами или экструзивами. В некоторых районах обращает на себя внимание тесная связь месторождений с зонами экзо-контактов более ранних гранитных интрузивов.

3. В пределах перспективных блоков рудные поля обычно располагаются в пологих прогибах, представляющих собой депрессионные структуры остаточных геосинклиналей, выполненных вулканогенно-пирокластическими образованиями преимущественно кислого состава. Наиболее крупные месторождения тяготеют к краевым частям этих прогибов или к более широким зонам взаимопереходов остаточных депрессионных структур в сопряженные с ними пологие поднятия.

4. Связь уранового оруденения с трещинными структурами проявляется прежде всего в том, что рудные поля и месторождения располагаются в участках сочленения, расщепления или пересечения разрывных нарушений древнего заложения и длительного развития. Этими же нарушениями определяются часто и границы остаточных прогибов, а также размещение магматических образований в верхней части земной коры.

5. Тектонические зоны древнего заложения и длительного развития бывают выражены в вулканогенно-пирокластических образованиях верхнего яруса менее отчетливо, чем в подстилающих породах более древних структурных ярусов и этажей. Поэтому о положении главных рудоконтролирующих тектонических структур под покровами вулканогенных отложений можно судить по размещению в них жерловых фаций, структур древних вулканических аппаратов или региональных зон малых интрузий и даек. В этой связи изучение экстрозивных и субвулканических образований приобретает первостепенное значение не только как главных рудовмещающих структур, но и потому, что оно позволяет намечать и проследивать положение древних рудоконтролирующих разломов под толщами вулканогенных пород верхних структурных ярусов.

Как показывают результаты многолетних регионально-геологических детальных работ, в строении отдельных складчатых зон и в строении отдельных блоков внутри каждой складчатой зоны в свою очередь устанавливаются индивидуальные особенности их развития, которыми в значительной степени определяется разнообразие гидротермальных месторождений уран-молибденовой формации. На основании анализа и обобщения геологических материалов по различным ураноносным районам блоки с геоантиклинальным режимом геотектонического развития могут быть сгруппированы в три главных типа.

1-й тип. Геоантиклинальные блоки пониженной стабильности, внутри которых выделяются более мелкие зоны с интрагеосинклинальными и интрагеоантиклинальными тенденциями развития. Такие блоки отмечаются нормальной последовательностью геосинклинального развития с инверсией режима после стадии первичной геосинклинали.

2-й тип. Геоантиклинальные блоки повышенной стабильности с почти полным выпадением стадии развития первичной геосинклинали, мощным развитием двух последних стадий и отсутствием инверсии геосинклинального режима.

3-й тип. Геоантиклинальные блоки резко повышенной стабильности с выпадением двух первых стадий и сокращенным развитием стадии остаточной геосинклинали.

В блоках первого из перечисленных типов располагаются прожилкововкрапленные уран-молибденовые месторождения, залегающие в породах нижних структурных ярусов в корневых частях кислых субвулканических интрузивов, в блоках второго типа — штокверковые уран-молибденовые месторождения, залегающие в основании средних или верхних структурных этажей в субвулканических интрузивах кислого состава, а в блоках третьего типа — трещинно-жильные уран-молибденовые месторождения, залегающие в породах верхних структурных этажей и приуроченные к пластам кислых эффузивно-пирокластических пород.

2. СТРОЕНИЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫХ БЛОКОВ ПОНИЖЕННОЙ СТАБИЛЬНОСТИ

В строении геосинклинальных блоков пониженной стабильности обычно выделяются три структурных этажа:

- 1) древнее кристаллическое основание;
- 2) геосинклинальный структурный этаж;
- 3) полуплатформенный структурный этаж.

Нижний структурный этаж сложен обычно глубокометаморфизованными вулканогенно-осадочными породами, превращенными в кристаллические сланцы, амфиболиты и парагнейсы. Значительную роль среди образований нижнего структурного этажа играют интрузивные породы среднего и кислого состава, представленные различными гнейсами и мигматитами. Породы нижнего структурного этажа представляют собой древнее кристаллическое основание блоков и редко обнажаются на дневной поверхности (в ядрах крупных антиклинорий или в глубоко эродированных участках).

Геосинклинальный структурный этаж сложен различными осадочными и эффузивными образованиями и прорывающими их многочисленными интрузивными породами преимущественно гранитоидного состава. В нем обычно выделяется три структурных яруса, представляющих собой образования первичной, вторичной и остаточной геосинклиналей.

Нижний структурный ярус включает в себя толщи вулканогенно-осадочных пород, прорванные гранитоидными интрузиями нескольких последовательных магматических фаз. Мощности вулканогенно-осадочных пород, представленных глинисто-хлоритовыми, кремнистыми, известняково-глинистыми сланцами и конгломератами, покровами эффузивных пород среднего и основного состава и туфогенными образованиями, достигают в интрагеосинклинальных зонах 5500—6000 м, а в интрагеоантиклинальных зонах не превышают 2500—3000 м. Породы нижних структурных ярусов сильно метаморфизованы и дислоцированы в линейные изоклинальные, часто опрокинутые складки с густой сетью кливажных трещин, ориентированных параллельно осевым плоскостям складок. Крупная роль в строении нижних структурных ярусов принадлежит интрузивным породам, внедрение которых происходило в несколько последовательных фаз. Ранние интрузивные образования представлены чаще всего габброидными интрузиями, а в период главных этапов складчатости внедряются крупные батолитовые интрузивы гранитоидного состава. Нередко длинные оси батолитовых тел вытянуты в направлении ориентировки осей линейных складок, что указывает на синорогенный возраст интрузивных пород.

Образования среднего структурного яруса слагаются преимущественно песчано-глинистыми породами с подчиненным значением карбонатных пород, прослоями эффузивов среднего

состава и прорывающими их гранитными интрузиями. Образования среднего структурного этажа залегают трансгрессивно на размытой поверхности более древних пород, отличаются слабым региональным метаморфизмом и слагают пологие мультискладчатые складки. Мощности отложений в зонах максимального прогибания блоков достигают 1000 м, а в интрагеоантиклинальных зонах сокращаются до нескольких сот метров или полностью исчезают.

Со стадией формирования отложений среднего структурного этажа связано внедрение довольно крупных гранитных интрузий и более мелких интрузивных тел плагиогранитов и гранодиоритов.

Верхний структурный ярус включает в себя толщи эффузивных и эффузивно-осадочных пород с подчиненным значением мелких субвулканических интрузий, экстррузивных образований, малых интрузий гранитоидного состава и даек. Эффузивные породы представлены покровами фельзитов, кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, которые переслаиваются с красноцветными и сероцветными песчаниками, туфопесчаниками и алевролитами континентально-лагунного происхождения. Субвулканические и экстррузивные образования близки по составу к эффузивным породам, а малые интрузии представлены гранодиоритами и диоритами. Мощности образований верхних структурных ярусов не превышают 1000 м, а на многих участках блока они размыты до основания.

Породы верхних структурных ярусов отличаются спокойным залеганием; они образуют плоские брахискладки с углами падения не более 15—20°. Длинные оси этих складок часто ориентированы параллельно вытянутости остаточных депрессионных структур, т. е. иначе, чем элементы складчатых структур низших ярусов. На отложениях более древних ярусов и этажей эти образования залегают резко трансгрессивно.

Образования верхнего полуплатформенного структурного этажа представлены прибрежно-морскими осадочными или континентальными отложениями с преобладанием песчано-глинистых фаций. Они залегают трансгрессивно на всех более ранних породах, образуя широкие мультискладчатые складки с весьма пологими падениями пород на крыльях. Мощность полуплатформенных отложений редко превышает 1000 м.

Ведущая роль в развитии блоков принадлежит крупным разломам глубокого заложения и длительного развития. Эти разломы закладываются еще в догеосинклинальное время и на протяжении всего последующего периода развития определяют границы блоков, распределение площадей осадконакопления и сноса и размещение различных магматических пород. Связанные с ними субпараллельные или сопряженные, но также достаточно крупные разломы оказывают влияние на положение и границы интрагеоантиклинальных и интрагеосинклинальных зон

внутри блоков. Анализ палеогеографических, палеофациальных и палеотектонических данных приводит к выводу, что после внедрения крупных масс гранитоидных пород в средние стадии развития блоков происходит инверсия геосинклинального режима, однако перераспределение площадей осадконакопления и сноса нередко осложняется возникновением новых глубинных разломов иного направления. Наиболее интенсивные перемещения по крупным разломам проявляются в первой половине геосинклинального периода, а по мере развития складчатого пояса эти движения постепенно затухают. С возникновением в середине периода новых разломов в распределении областей осадконакопления и сноса, фаций и мощностей, осадков, а также в размещении магматических образований начинает отчетливо проявляться влияние разломов обоих направлений. В большинстве случаев распределение жерловых фаций, субвулканических интрузий и небольших штоков молодых интрузивных пород бывает связано с появлением крестообразных трещинных структур в участках пересечения разломов древнего заложения более молодыми крупными разломами. Положением этих разломов определяются часто и границы поздних депрессионных структур, выполненных эффузивно-пирокластическими образованиями. Для развития процессов магматизма характерна длительность и многофазность интрузивной магматической деятельности. Последовательное формирование нескольких групп крупных батолитообразных массивов гранитоидных пород способствует консолидации блоков, вследствие чего уже на стадии вторичной геосинклинали они начинают приобретать заметную стабильность. С другой стороны, обращает на себя внимание относительно слабое развитие эффузивной магматической деятельности, которая, следуя непосредственно за внедрением гранитоидных интрузий, вскоре прекращается и сменяется общим поднятием с интенсивным размывом слагающих блоки пород.

Уран-молибденовые месторождения в блоках этого типа располагаются в образованиях нижнего структурного яруса и связаны с зонами крупных тектонических разломов или оперяющими их трещинными зонами. Часто вмещающими оруденение породами служат интенсивно измененные (березитизированные) гранитоиды, в которых обновленные рудовмещающие трещинные структуры развиваются в приконтактных зонах. Обычно эти трещинные зоны выполняются дорудными дайками и субвулканическими телами кислых магматических пород, которые, возможно, представляют собой корневые части покровов.

Урановое оруденение, представленное прожилкововкрапленным типом, пересекает все известные магматические породы, в том числе и наиболее молодые дайки порфиров, что указывает на более позднее формирование урановой минерализации по сравнению с возрастом самых молодых магматических пород.

3. СТРОЕНИЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫХ БЛОКОВ ПОВЫШЕННОЙ СТАБИЛЬНОСТИ

В строении геоантиклинальных блоков повышенной стабильности также выделяется три структурных этажа:

1) нижний этаж, представляющий собой древнее кристаллическое основание;

2) средний этаж, объединяющий образования геосинклинальной стадии развития складчатой зоны;

3) верхний — полуплатформенный структурный этаж.

Нижний структурный этаж включает в себя метаморфизованные образования допалеозойских или нижнепалеозойских геосинклинальных формаций, превращенных в кристаллические или метаморфические сланцы и гнейсы. Обычно они бывают прорваны многочисленными интрузивами гранитоидов и других магматических пород, которые сопровождаются сериями аплитовых, кварц-полевошпатовых пегматоидных жил и даек основных пород. Породы сложены в крупные изоклинальные складки и обнажаются на ограниченных площадях.

Средний структурный этаж объединяет сложный комплекс отложений, представленный разнообразными осадочными и вулканогенными отложениями с большим количеством магматических пород. В строении средних этажей выделяется только два структурных яруса — средний и верхний. Нижние структурные ярусы в большинстве разрезов полностью или почти полностью отсутствуют.

Образования средних структурных ярусов слагаются геосинклинальными осадками песчано-глинистого и карбонатного состава с преобладанием в низах флишондных, а в верхах — континентально-лагунных фаций. Обычно они прорываются крупными батолитоподобными многофазными интрузивами гранитоидов и большим количеством штоков и даек средних и кислых пород. Дайки и штоки дополнительных интрузий образуют протяженные пояса, концентрируясь в местах сопряжения крупных тектонических разрывов. Образования средних структурных этажей собраны в линейные, часто брахиподобные складки и слабо метаморфизованы. Образования средних структурных ярусов достигают по мощности 3000—5000 м и залегают трансгрессивно на глубоко эдрированных, более древних отложениях.

Верхний структурный ярус слагается мощной толщей исключительно широко проявленных эффузивных и пирокластических пород с подчиненным значением туфогенно-осадочных отложений. Образование эффузивно-пирокластических пород связано с деятельностью вулканов центрального, реже трещинного типов. Как правило, нижние части разрезов сложены андезитами, дацитами и их туфами, а более высокие горизонты — пирокластическими породами и лавами липаритового состава. В толщах эффузивно-пирокластических пород широко развиты

субвулканические интрузивы, неки и дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, трахилипаритов, граносиенитов и монцонит-сиенитов. Все жильные и штокообразные тела часто пересекаются дайками гранофиров и диабазов.

Мощности образований верхнего структурного яруса достигают 5000 м и более. Условия залегания пород в основном определяются первичной ориентировкой лавовых потоков и покровов относительно центров извержений. Наложенная складчатость в них проявлена слабо. Эффузивно-пирокластические образования выполняют крупные пологие мульдообразные структуры, ограниченные по периферии разломами, которые развиваются по более ранним разломам глубокого заложения. Образования верхнего структурного яруса плащеобразно залегают на размытых поверхностях более древних пород, но часто границы между породами среднего и верхнего ярусов недостаточно отчетливые.

В составе полуплатформенного структурного этажа главная роль принадлежит континентальным песчано-глинистым, часто угленосным отложениям. Эти образования сохраняются только на отдельных участках блоков в виде небольших останцев, трансгрессивно залегающих на различных породах более древних этажей и ярусов. Для них характерны пологие, почти горизонтальные элементы залегания и полное отсутствие проявления магматической деятельности. Сохранившиеся мощности отложений верхних структурных этажей редко превышают первые сотни метров.

Исключительно большую роль в структуре блоков играют крутопадающие и пологие разломы. В породах нижних ярусов и этажей зоны этих разломов имеют сложное строение. В них сохраняются крутопадающие пластины метаморфизованных осадочных пород, а многочисленные трещины и швы залечиваются дайками различного состава. В породах же верхних ярусов эти разломы проявлены только сериями сближенных сбросовых трещин с амплитудами перемещения до 400—500 м, причем опущенными оказываются крылья, расположенные ближе к центральным частям мульдообразных впадин. На участках, где разломы проходят вблизи субвулканических интрузий, они обычно полностью залечены сложными телами кластолав или эруптивных брекчий кислого состава, чем доказывается их ведущая роль в распределении эффузивных и субвулканических пород. Весьма характерно, что по мере развития вулканической деятельности и формирования субвулканических интрузивов амплитуды перемещения по наиболее крупным и древним разломам постепенно затухают, а после формирования субвулканических интрузивов и региональных даек заметных смещений по этим разломам не наблюдается.

Крутопадающие долгоживущие разломы других направлений, заложённые, по-видимому, позже, играют существенную

роль не только в распределении малых интрузий и даек, но и в распределении гидротермальных образований. Наибольшие перемещения по ним наблюдаются в средних и нижних частях этажей, а в более верхних частях разрезов вулканогенно-пирокластических пород амплитуды перемещений постепенно затухают с 500 до 100 м и менее. Весьма примечательно, что разломами этого направления контролируются внедрения наиболее молодых даек гранофиров, лампрофиров и диабазов, а также гидротермальные образования. Как правило, наиболее интенсивная гидротермальная и рудная минерализация связаны с участками пересечения древних крутопадающих разломов более молодыми.

В завершающие стадии геосинклинального развития в породах верхних структурных ярусов часто развиваются кольцеобразные разломы, окаймляющие центры древней вулканической деятельности и связанные с ними многочисленные пологие межформационные зоны, а также пологие трещины внутри некоксообразных интрузивных тел и субвулканических интрузивов. Эти трещинные структуры возникают преимущественно вблизи более древних разломов глубокого заложения, развиваясь особенно интенсивно в участках пересечения или сопряжения разновозрастных древних тектонических зон.

В развитии магматических процессов обращает на себя внимание сравнительно раннее завершение основной интрузивной деятельности. Внедрение крупных многофазных интрузивов гранитоидного состава по существу заканчивается еще в среднем периоде геосинклинального развития и сменяется в конечной стадии мощными проявлениями эффузивного и субвулканического магматизма. Характерно, что во многих вулканогенных толщах экструзивные и субвулканические образования часто преобладают над потоковыми, лавовыми и пирокластическими фациями. Размещение субвулканических образований, так же как и жерловых фаций, в основном определяется крупными тектоническими разрывами, с которыми связаны и кольцевые разломы по границам кальдер обрушения. В некоторых районах в центральных частях мульд наиболее ранними являются субвулканические интрузивы среднего и кислого составов, а поздними — малые интрузивы и дайки субщелочного состава.

В периферических зонах палеовулканической деятельности в тесной пространственной связи с кольцевыми разломами располагаются многофазные субвулканические интрузивы кислого состава. Самыми поздними магматическими образованиями и в этих блоках оказываются дайки диабазовых и диоритовых порфиритов, секущие все более ранние магматические породы.

Уран-молибденовые месторождения в блоках второго типа располагаются, как правило, в кислых субвулканических и экструзивных образованиях, сформированных в первой половине завершающей геосинклинальной стадии, до внедрения много-

фазных гипабиссальных и малых интрузий. Эти субвулканические и экструзивные образования располагаются в нижних частях разрезов верхнего структурного яруса, преимущественно в периферических зонах пологих депрессионных структур. Как указывалось выше, внедрение субвулканических интрузивных пород контролируется сопряжениями древних глубинных разломов; однако в породах верхнего яруса проявляются только разломы более позднего заложения. Размещение более молодых многофазных гипабиссальных и малых интрузий, из которых наиболее поздними являются субвулканические интрузивы кварцевых порфиров и близкие к ним субщелочные породы, определяется теми же структурными факторами. По возрасту они ближе всего подходят к гидротермальным уран-молибденовым месторождениям. Несмотря на то что урановая минерализация в этих породах не встречается, наблюдается тесная пространственная связь уран-молибденовых месторождений с полями развития субвулканических тел кварцевых порфиров, а часто и с зонами экзоконтактов несколько более древних интрузивов гипабиссальных грантов, что объясняется, по-видимому, их возрастной близостью и общностью путей проникновения в верхнюю часть земной коры. Рудомещающими структурами уран-молибденовых месторождений являются зоны контактов субвулканических интрузивов или системы развитых в них пологих трещин отдельностей, расположенных обычно вблизи крутопадающих разломов, подновленные при боковых движениях по ним. Иногда рудоносными являются и сами крутопадающие разломы в совокупности с мелкими оперяющими их трещинками. Обычно такие крутые разломы представляют собой тектонические зоны более мелких порядков, сопряженные с крупными глубинными разломами. Более молодой возраст уранового оруденения, по сравнению со всеми магматическими породами, доказывается пересечениями даек диабазовых порфиритов и всех более древних магматических образований смолково-карбонатными жилами и прожилками.

4. СТРОЕНИЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫХ БЛОКОВ РЕЗКО ПОВЫШЕННОЙ СТАБИЛЬНОСТИ

В строении геоантиклинальных блоков резко повышенной стабильности также можно выделить три структурных этажа:

- 1) нижний этаж, представляющий собой складчатое основание блоков;
- 2) средний этаж, сложенный сравнительно маломощной серией эффузивно-пирокластических и субвулканических интрузивных пород;
- 3) полуплатформенный структурный этаж, включающий в себя осадочные, часто угленосные породы континентального и прибрежно-морского происхождения.

Нижний структурный этаж составляют метаморфизованные песчано-сланцевые, карбонатные и эффузивные породы, прорванные многочисленными и разновозрастными интрузивами гранитоидного состава.

Средний структурный этаж, включающий в себя различные образования собственно геосинклинальной стадии развития, характеризуется предельно сокращенным разрезом.

Обычно в низах разрезов залегают эффузивные и пирокластические породы с прослоями туфогенных песчаников, туфов и туфобрекчий, а остальная, значительно большая часть разреза сложена кислыми эффузивными породами с прослоями туфогенно-осадочных пород континентального происхождения. Среди эффузивных пород преобладают кварцевые порфиры, кластолавы, фельзиты и фельзит-порфиры, а среди пирокластических пород — лавобрекчий, пепловые туфы и туфобрекчий. Мощность вулканогенных отложений редко превышает 1200—1500 м. Горизонты различных пород характеризуются переменными мощностями и выклиниваются на коротких расстояниях. В плане они образуют замкнутые депрессионные структуры, отделенные от выступов нижних этажей в соседних блоках кольцевыми сбросами, заложенными в период палеовулканической деятельности и неоднократно подновлявшимися позднее. Среди образований средних этажей встречаются мелкие субвулканические тела, выполняющие вулканические жерла и трещинные зоны, а также более поздние дайки регионального распространения. Многочисленными наблюдениями установлено, что наиболее молодые дайки диабазов не обнаруживают пространственных связей с более ранними субвулканическими и гипабиссальными интрузивами, завершающими магматическую деятельность в районе. По всей вероятности, они представляют собой породы, связанные с другими, более глубокими магматическими очагами.

Эффузивные породы средних этажей и связанные с ними субвулканические интрузивы образуют единые комплексы, весьма характерные для завершающих стадий развития геосинклинали. По своему регионально-геологическому положению они соответствуют образованиям верхнего структурного яруса. Отложения нижних и средних ярусов в разрезах блоков практически отсутствуют, чем подтверждается их резко повышенная стабильность на протяжении всего геосинклинального периода.

Среди тектонических нарушений встречаются круто и пологопадающие разрывы, а также кольцевые сбросы, которые различаются по заполнению и амплитудам перемещения разновозрастных отложений.

Среди крутопадающих разломов можно выделить несколько групп, отличающихся по пространственной ориентировке и истории развития. Разрывы, заложенные еще в период формирования нижнего этажа, играли существенную роль в процессе

вулканической деятельности, так как служили путями передвижения магматических расплавов и гидротермальных растворов, из которых отлагались рудные концентрации. Для них характерны значительные суммарные амплитуды перемещения, достигающие 400—500 м. Другие разломы не испытывали значительных подновлений в период гидротермальной деятельности, и амплитуды перемещения по ним не превышают нескольких сот метров.

Пологопадающие разрывы развиваются вблизи нековых участков, обычно в прослоях осадочных пород. Часто системы пологопадающих трещин используются при рудоотложении как рудовмещающие полости.

Кольцевые сбросы, развивающиеся по периферии мульд, имеют также длительную историю развития и характеризуются сложным строением. Вероятно, они закладывались в период вулканической деятельности, позднее заполнялись экструзивными телами и кластолавами кварцевых порфиров, а еще позже постмагматическими (гидротермальными) образованиями.

Суммарные амплитуды перемещения оснований верхних этажей по кольцевым сбросам достигают 250—500 м, а фациальный анализ эффузивов показывает, что некоторые кольцевые сбросы были заложены еще при формировании эффузивов нижней части разреза и особенно активно подновлялись в завершающий период эффузивной деятельности. При внедрении поздних экструзивных тел и региональных даек, а также в период гидротермальной деятельности перемещения по ним были незначительны.

Уран-молибденовые месторождения в блоках третьего типа располагаются в верхней половине разреза эффузивных и субвулканических пород, но распределяются по вертикали неравномерно. Основные концентрации металла в этих блоках тяготеют к участкам, где рудовмещающие разрывы пересекают благоприятные для рудоотложения горизонты эффузивных или пирокластических пород. В этих случаях особо важное значение приобретает изучение литологических особенностей рудовмещающих пород.

Роль рудовмещающих структур здесь выполняют зоны мелких слепых, часто кулисообразных трещин, залегающие вблизи древних экструзивов, которые в свою очередь контролируются положением крутопадающих разломов, погребенных под покровами более поздних эффузивно-пирокластических пород.

По возрасту урановая гидротермальная минерализация является заведомо более поздней не только по отношению ко всем проявлениям кислого субвулканического магматизма, но и по отношению к региональным дайкам, которые представляют собой еще более поздние магматические образования.

ГЛАВА II

ПРОЖИЛКОВОВКРАПЛЕННЫЕ УРАН-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С КОРНЕВЫМИ ЧАСТЯМИ КИСЛЫХ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИВОВ

Месторождения этой группы располагаются в геосинклинальных блоках первого типа, т. е. в сложных блоках с внутренними интрагеосинклинальными и интрагеосинклинальными зонами, с нормальной последовательностью геосинклинального развития, инверсией режима после стадии первичной геосинклинальности и полным разрезом всех трех ярусов в пределах собственно геосинклинального структурного этажа.

Месторождения указанной группы коротко описаны Д. Я. Суражским [42] как уран-молибденовые жильные и столбообразные залежи. Для этих месторождений им подчеркивается четко выраженный контроль оруденения зонами смятия или же участками пересечения таких зон, штокверкоподобная форма рудных тел, наличие мощных ореолов **околорудного** изменения, участие в формировании рудных тел как процессов метасоматоза, так и процессов выполнения открытых полостей. Несколько подробнее особенности геологической структуры уран-молибденовых месторождений этой группы были освещены в работе Н. П. Лаверова, Б. Л. Рыбалова, Л. В. Хорошкова [29].

1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Уран-молибденовые месторождения и рудопроявления первой группы обычно располагаются вблизи выходов пород складчатого фундамента, чаще всего в образованиях нижних ярусов средних структурных этажей, но вблизи полей развития отложений средних и верхних ярусов. Уран-молибденовое оруденение на этих месторождениях тяготеет к крупным зонам дробления и милонитизации, сопряженным с разломами глубокого заложения и длительного развития, которыми контролировались процессы осадконакопления, вулканическая и интрузивная деятельность на завершающем этапе геосинклинального развития районов. Палеогеографический анализ показывает, что рудообразование происходило под покрывкой эффузивно-осадочных

пород верхних ярусов, мощность которых в рудных полях достигала 1000—1500 м.

Положение месторождений и отдельных рудопоявлений определяется главным образом разрывными нарушениями. В локализации уран-молибденового оруденения особо важная роль принадлежит долгоживущим разломам, которые, как указывалось выше, наиболее интенсивно проявлялись в ранние периоды геосинклинального развития районов. На завершающих этапах, при возобновлении тектонических движений, связанных с оформлением остаточных депрессий, а также при проявлении поздней эффузивной и магматической, гидротермальной деятельности они испытывали интенсивное подновление. Именно поэтому в зонах таких разломов наряду с ранними интрузивными телами и продуктами гидротермального метаморфизма располагаются также более поздние образования жерловых фаций кислых эффузивов, дайки, гидротермальные проявления и уран-молибденовые рудные залежи. Решающим фактором в локализации рудных скоплений в разломах является наличие «крестообразных» трещинных структур. В участках пересечения разломов древнего заложения более молодыми тектоническими швами располагаются небольшие штоки интрузивов и жерловые фации кислых эффузивных пород, дайки, а также уран-молибденовые месторождения.

Гидротермальные образования, развитые в рудных полях уран-молибденовых месторождений этой группы, нередко формируются в два этапа рудообразования.

В первый этап образуются кварцевые или кварц-карбонатные жилы и прожилки. Наиболее ранними среди них обычно являются жилы молочно-белого кварца с биотитом, калиевым полевым шпатом и турмалином. Несколько позднее формируются кварц-карбонатные и карбонат-кварцевые жилы с пиритом. Они сопровождаются окварцеванием и биотитизацией вмещающих пород. Ширина ореолов даже около крупных жил (мощностью 5—8 м) не превышает нескольких метров, а чаще всего измеряется десятками сантиметров. Обычно около пиритоносных кварц-карбонатных жил или прожилков вмещающие породы серицитизированы и альбитизированы, иногда же около них не отмечается заметного изменения пород. По масштабам проявления пиритоносные кварц-карбонатные и карбонат-кварцевые жилы лишь незначительно уступают более ранним кварцевым жилам. Они также локализуются в крупных разломах и сосредоточиваются на площадях, где широко развиты небольшие интрузивы, образованные при дополнительном внедрении магматических расплавов в послепалеозойское время. Все эти жилы пересекаются интрузивными породами даек и экструзивами фельзитов, а их обломки содержатся в эруптивных брекчиях кислых пород, что служит основанием для отнесения их к образованиям более раннего этапа.

Гидротермальная деятельность, связанная с этапом, завершающим поздний полуплатформенный магматизм в районе, протекает в несколько последовательных стадий. Она начинается обычно формированием мощных зон гидротермально измененных (березитизированных) пород. Затем образуются карбонат-кварцевые жилы с пиритом, халькопиритом, магнетитом и с резко подчиненным значением сульфидов других металлов. Они пересекают поздние малые интрузивы гранодиоритов и граносиенитов, а также дайки основного и среднего составов, чем подтверждается их образование после завершения магматической деятельности полуплатформенного этапа развития рудных районов. На некоторых месторождениях первой группы наиболее ранняя минерализация представлена мелкими прожилками, гнездами кварц-турмалин-мусковитового состава.

В следующую стадию происходит формирование уран-молибденовой минерализации. Взаимоотношения уран-молибденовых прожилков с жилами первой стадии не всегда устанавливаются однозначно, однако в ряде случаев удается наблюдать пересечения кварц-смолковыми прожилками кварц-магнетит-халькопиритовых и карбонат-халькопиритовых жил. С завершающей стадией этого этапа гидротермального минералообразования связаны жилы, прожилки и реже штокерковые тела свинцово-цинковых руд с карбонатом, кварцем, баритом и флюоритом.

2. УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ТЕЛ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАН-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Рудные тела в крупных долгоживущих разломах нередко локализируются в эндоконтактных частях древних батолитических интрузивов. Рудовмещающие разломы имеют крутое падение и состоят из двух, местами трех субпараллельных зон тектонических швов, сопровождаемых милонитами и милонитизированными гранитоидами. Швы обычно залечены ранними дайками аплитов и плагиогранитов, а также мощными кварцевыми и кварц-карбонатными жилами. В том же направлении, что и жилы, висячих боках наиболее крупных из них, прослеживаются дайкообразные тела фельзитов и кварцевых порфиров. Обычно в зоне разлома располагается одна или несколько даек фельзитов. Фельзиты залечивают их центральные части, интридируют ранние кварцевые и кварц-карбонатные жилы и содержат крупные ксенолиты последних. Контакты даек довольно ровные; на отдельных участках встречаются клинообразные изгибы даек.

В тех участках, где дайки пересекаются поперечными разломами, нередко локализируются трубообразные тела более поздних эруптивных брекчий. Эруптивные брекчии прорывают вмещающие их фельзиты и кварцевые порфиры, более ранние кварце-

вые жилы и милониты и содержат обломки всех этих пород. Мощность эруптивных брекчий в раздувах достигает десятков метров. Контакты брекчиевых тел как в плане, так и в разрезе, неровные, с «затеками» во вмещающие породы. Иногда крупные тела брекчий распадаются на ряд более мелких, образуя несколько вытянутых дайкообразных труб. Обычно тела брекчий имеют крутые склоны, согласные с линиями пересечения крупных долгоживущих разломов в более поздних поперечных тектонических швах. С увеличением глубины площади эруптивных брекчий сокращаются, а также заметно уменьшается размер и количество обломков по отношению к цементирующей массе. В некоторых случаях наблюдается почти вертикальная ориентировка обломков. Формирование брекчий происходило в несколько стадий, о чем свидетельствует наличие жилообразных мелкообломочных брекчиевых тел, секущих крупнообломочные брекнии.

На некоторых месторождениях фельзиты, эруптивные брекнии и ранние кварцевые жилы прорываются дайкообразными телами андезитов и сиенит-диоритов, которые в подавляющем большинстве случаев занимают секущее положение по отношению к рудовмещающим разломам.

Гидротермальный процесс выразился в образовании мощных зон березитов, а также наложенных на них прожилковых и вкрапленных уран-молибденовых руд. Наибольшие мощности гидротермально метаморфизованных пород обычно наблюдаются на участках, где локализованы основные рудные тела уран-молибденовых месторождений. За их пределами площади измененных пород сокращаются в несколько раз.

Существенное значение в локализации уран-молибденовых рудных тел играют тектонические трещины, развитые в зонах крупных рудоконтролирующих разломов, среди которых обычно выделяется несколько главных тектонических швов. Такие швы, развиваясь в лежащих боках крупных дайкообразных тел фельзитов, затухают на их флангах или сменяются другими разломами, расположенными в лежащих боках новых даек. Главные тектонические швы представлены зонами интенсивно раздробленных, иногда развальцованных пород общей мощностью в несколько метров с многочисленными «прослоями» тектонической глины трения. С глубиной мощности главных тектонических швов иногда несколько сокращаются, чаще всего за счет некоторого выклинивания зон раздробленных пород.

Кроме главных тектонических швов в пределах зон разломов встречаются другие субпараллельные швы, которые в виде кулис располагаются висячих боках разломов, оконтуривая полосы пород, претерпевших наибольшее дробление и катаклиз. По своему внутреннему строению и характеру заполнения рассматриваемые тектонические швы не отличаются от «главных» тектонических швов, однако с увеличением глубины они быстро

затухают и сменяются группами субпараллельных тонких трещин, следующих вдоль плоскостей расщепления в милонитах.

Кроме рассмотренных наиболее крупных тектонических трещин, согласных по своему положению с общей ориентировкой главных рудовмещающих разломов, существует большое число трещин иной ориентировки. По масштабу и заполнению они отличаются большим разнообразием, а по условиям и времени образования распадаются на две группы. К первой группе относятся так называемые оперяющие трещины, возникшие на ранних этапах формирования разломов, которые в виде густой сети располагаются в их лежащих и реже в висячих боках. Их заложение фиксируется по заполнению кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, образованными в первый этап гидротермальной деятельности. Между крупными тектоническими швами висячих и лежащих боков разломов на отдельных участках развита густая сеть трещин, создающая линейные штокверки, которые возникли в послекварцевых жилах фальзитов, эруптивных брекчий и березитов. Эти трещины имеют весьма важное значение, так как именно они вмещают основное уран-молибденовое оруденение.

Вторую большую группу разрывов составляют тектонические швы, пересекающие зоны крупных рудовмещающих продольных разломов, в почти поперечном направлении. На участках месторождений они представлены сериями сближенных швов, которые перемещают в плане продольные разломы на расстояния от нескольких до десятков метров. Каждая зона таких нарушений состоит из двух-трех крупных трещин, заполненных глиной трения и перетертыми вмещающими породами. По бокам трещин, там, где они близко сходятся, породы бывают разлитованы и милонитизированы. Иногда вдоль секущих нарушений следуют дайки основного и среднего состава, жилы и линзы карбонатов, карбонатов с кварцем, а также кварца с хлоритом, серицитом, пиритом, молибденитом и халькопиритом. Наиболее крупные трещины в пределах секущих тектонических зон имеют крутые углы падения. Другие, более мелкие, падают полого навстречу первым. Как крутые, так и пологие трещины не прослеживаются на большие расстояния, часто соединяются диагональными швами, что придает секущим зонам трещин в плане и разрезе «линзообразное» строение. Вблизи участков пересечения с главными разломами отмечается интенсивное подновление трещин, развитых в их пределах, что создает специфическую мозаичную «блоковую» структуру разломов.

Перемещения пород в процессе оруденения были незначительными. Они происходили главным образом по направлению падения крупных тектонических швов параллельно линиям их сопряжения, что обусловило возникновение густой сети трещин. Блоки интенсивно трещиноватых пород, вытянутые в плане вдоль

зон рудовмещающих разломов, являлись основными участками локализации уран-молибденового оруденения. В таких блоках урановые руды имеют прожилкововкрапленные текстуры и локализуются в наиболее измененных ядрах березитизированных пород, образуя рудные штокверки различных размеров. Таким образом, морфологические особенности рудных тел и их положение в структурах месторождений определяются главным об-

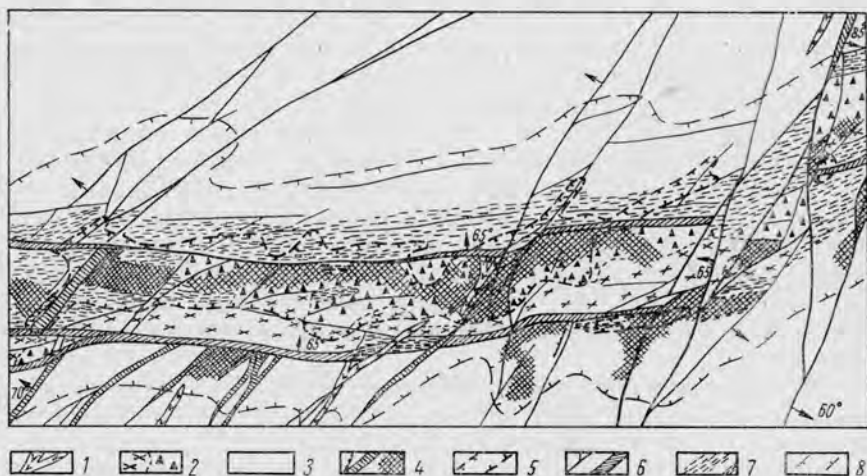


Рис. 1. Схема размещения оруденения в зоне разломов (план):

1 — дайки андезитовых и диабазовых порфиритов; 2 — фельзиты, фельзит-порфиры и эруптивные брекчии; 3 — граниты; 4 — кварцевые жилы и нацело окварцованные породы; 5 — контур оруденения; 6 — тектонические нарушения; 7 — милониты и милонитизированные породы; 8 — контур березитизации пород.

разом зонами мелкой трещиноватости в пределах крупных разломов и наличием молодых секущих нарушений.

По положению их можно разделить на несколько групп:

- 1) рудные тела, располагающиеся в зонах крупных разломов, между главными тектоническими швами;
- 2) рудные тела в лежачих боках разломов;
- 3) рудные тела в подовленных поперечных трещинах.

Рудные тела в зонах разломов имеют форму уплощенных линз штокверкового строения, которые тяготеют к местам сопряжения главных разломов с секущими тектоническими швами (рис. 1). Оруденелыми являются милониты и милонитизированные гранитоиды, эруптивные брекчии, блоки нацело окварцованных и пиритизированных пород. Руды имеют прожилковые, брекчиевые, вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры. Ориентировка рудных прожилков в пределах штокверков разнообразна. Прожилки извилисты и не выдержаны по простиранию и падению с неравномерным распределением рудных компонентов. Значительная часть прожилков ориентирована па-

параллельно главным рудовмещающим разломам, а другая часть косо или почти перпендикулярно к ним. Последние наиболее часты и протяженны в местах, где развиты поперечные сколовые нарушения, подходящие к продольным разломам со стороны лежащих боков. В висячих боках продольных разломов многочисленные трещины, собираясь воедино, образуют мощные швы, которые иногда содержат линзы богатых руд. Оруденелыми оказываются места пересечения различно ориентированных трещин. Особенно часто кварцево-смолковые агрегаты заполняют трещины в участках их искривления, разветвления и затухания. Наиболее крупные скопления урановой смолки, располагающиеся в узлах пересечения трещин, как правило, окружены ореолом густовкрапленных руд.

Наиболее богатые участки первичных руд тяготеют к эндо-контактам блоков нацело окварцованных и пиритизированных пород. Рудная минерализация развивается в них по тончайшим различно ориентированным, переплетающимся трещинам, а также и в виде мельчайшей вкрапленности. Иногда сеть прожилков сгущается настолько, что кварц-смолковый агрегат цементирует обломки вмещающих пород, образуя брекчиевые текстуры. Для этих участков свойственны высокие содержания металла в рудах и сравнительно равномерный характер распределения оруденения. В кварц-серицитовых милонитах, милонитизированных гранитоидах и эруптивных брекчиях урановая смолка обычно приурочена к отдельным, сравнительно выдержанным трещинам, где она локализуется в местах их изгибов и расщеплений в виде изолированных линз и пятен. На отдельных участках смолка образует тонкорассеянную вкрапленность в породах, окружающую линзы и пятна массивных руд (рис. 2). Распределение металла в милонитах и брекчиях отличается крайней неравномерностью; в них преобладают гнезда рудной минерализации, вытянутые вдоль отдельных тектонических трещин.

Блоки фельзитов, сохранивших свою первоначальную структуру, практически безрудны, в них очень редко встречается вкрапленность и тонкие прожилки урановой смолки. Лишь в тех местах, где фельзиты сильно катаклазированы и превращены в кварц-серицитовую или существенно кварцевую (с серицитом) породу, в них отмечается довольно обильная урановая минерализация. Объясняется это, очевидно, физико-механическими свойствами фельзитов.

Другая группа рудных тел располагается обычно в лежащих боках разломов (рис. 3). Рудные тела представляют собой уплощенные штокверки, положение которых определяется участками, где к главному шву подходят крупные поперечные нарушения, испытывавшие до и во время рудоотложения значительные подновления. Характерно, что склонение рудных тел по падению происходит согласно с линией сопряжения этих

разрывов. Ориентировка рудовмещающих трещин здесь иная, чем для рудных тел первой группы. Большинство рудных прожилков имеет крутые падения и располагается примерно параллельно крупным секущим швам, подходящим к разлому со стороны лежащего бока. Урановая минерализация локализуется в более ранних кварцевых прожилках и жилах того же направления. Как большинство самих трещин, так и урановая мине-

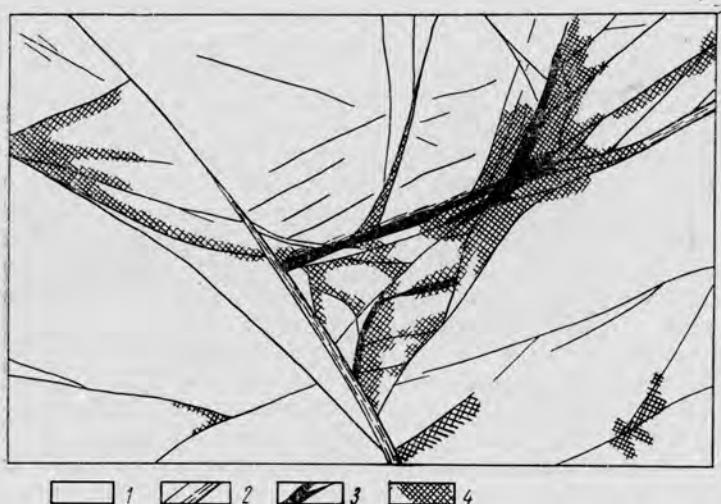


Рис. 2. Характер локализации уранового оруденения в милонитах (разрез):

1 — милонит; 2 — тектонические нарушения; 3 — прожилки урановой смолки с пиритом; 4 — участки развития вкрапленного оруденения.

рализация вдоль них не уходит далеко от основного разлома. В блоках пород, располагающихся в двугранных углах, образованных главным тектоническим швом и крупными поперечными трещинами, обычно развивается густая сеть пологих трещин отрыва, заполненных кварц-смолково-сульфидными агрегатами. Такие жилы и прожилки особенно обильны там, где вмещающими породами являются ранние кварц-пиритовые жилы, либо нацело окварцованные и пиритизированные породы. В этих случаях возникают крутосклоняющиеся столбы, сложенные пологими жилами, которые образуют богатые участки в пределах рудных тел.

Здесь, как и для рудных тел первой группы, отмечаются различия в характере локализации оруденения в нацело окварцованных породах и милонитах. В первом случае образуются прожилковые и прожилково-вкрапленные текстуры руд, во втором — преимущественное значение имеет вкрапленное оруденение гнездового или пятнистого характера. При этом гнезда,

пятна и линзы густовкрапленных руд приурочены к участкам изгибов и пересечений тектонических трещин.

Рудные тела третьей группы располагаются в тектонических трещинах, подходящих к основным разломам со стороны их лежащего бока, заполненных мощными кварцевыми жилами. Контакты жил обычно сорваны, кварц разбит сетью мелких трещинок и местами брекчирован. Рудная минерализация заполняет

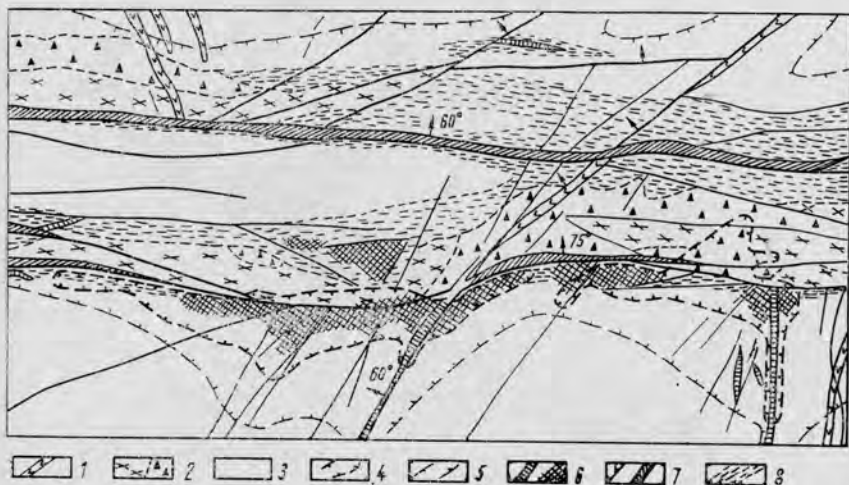


Рис. 3. Схема локализации уранового оруденения в лежащем боку разлома (план):

1 — дайки андезитовых и диабазовых порфиритов; 2 — кварцевые порфиры и эруптивные брекчии; 3 — граниты; 4 — контур оруденения; 5 — граница березитизации пород; 6 — кварцевые жилы и кварц-пиритовые породы; 7 — разрывные нарушения; 8 — милониты и милонитизированные породы.

трещинки в кварцевых жилах, располагаясь ближе к их контактам (рис. 4). Иногда кварц-смолковый агрегат цементирует обломки раннего кварца. Богатые участки руд имеют брекчиевую текстуру и приурочены к участкам выполаживания трещин в местах их изгибов по простиранию.

С увеличением глубины формы рудных тел и характер распределения в них рудных компонентов изменяются. В этом направлении уменьшается ореол гидротермального изменения пород, постепенно выклиниваются участки сплошного окварцевания пород. Сокращаются площади катаклазированных и милонитизированных пород и постепенно затухают некоторые крупные тектонические швы и поперечные трещины. На нижних горизонтах практически не наблюдается подновления оперяющих трещин около рудовмещающих разломов, которые на верхних горизонтах вмещают оруденение. Такое общее изменение трещинной структуры приводит к постепенному исчезновению прожилковых, а затем и вкрапленных руд и к выклиниванию боль-

шинства рудных тел. Большую протяженность на глубину обнаруживают только рудные тела, располагающиеся в трубообразных телах эруптивных брекчий. Но и здесь с увеличением глубины постепенно пропадают сколько-нибудь значительные прожилки урановой смолки, а место штокверков постепенно занимают узкие лентообразные залежи, вытянутые вдоль полос

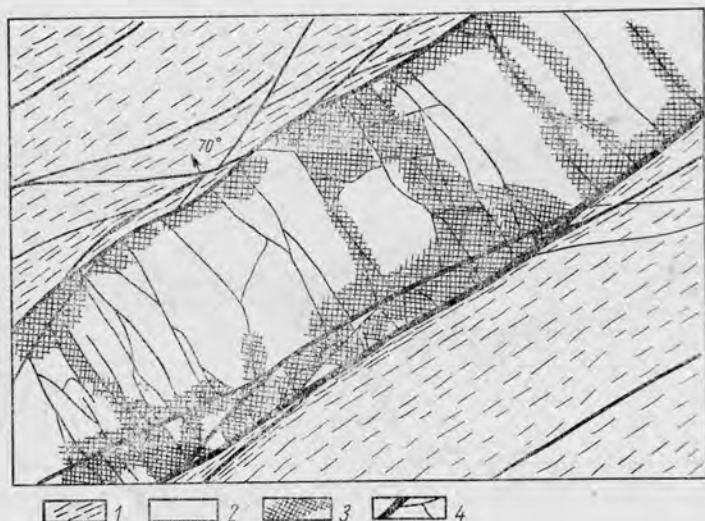


Рис. 4. Участок рудного тела, приуроченного к кварцевой жиле (план):

1 — милонит; 2 — кварц; 3 — места развития частых прожилков урановой смолки; 4 — тектонические трещины

милонитов, за счет чего оруденение приобретает неравномерный, пятнистый характер. Урановая смолка образует тончайшие едва различимые прожилки и вкрапленность, которые развиваются в плоскостях, параллельных полосчатости в милонитах. Наиболее богатые урановые руды приурочиваются к местам, где измененные милониты пересекаются мелкими трещинами, с признаками хлоритизации и пиритизации вмещающих пород. Оруденелые участки прослеживаются по падению на небольшие расстояния в тех местах пересечения главного разлома поперечными швами, где расположены трубообразные тела эруптивных брекчий.

В локализации оруденения на глубоких горизонтах значительную роль играла также и пористость рудовмещающих пород. Проведенные исследования показали, что участки милонитизированных и катаклазированных гранитоидов, претерпевших березитовое изменение, обладают пористостью, превышающей в несколько раз пористость неизмененных пород (рис. 5).

По-видимому, на более глубоких горизонтах пористость пород оказывала большое влияние на перемещение рудообразующих растворов, поскольку в отличие от верхних частей месторождений там отсутствовали многие крупные трещины (либо они были представлены притертыми швами, заполненными глиной

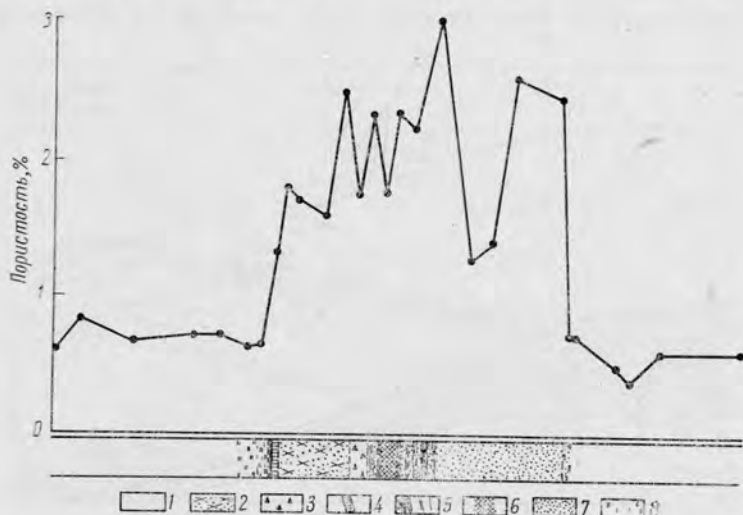


Рис. 5. График изменения пористости пород вкост зоны разлома:

1 — граниты; 2 — фельзиты; 3 — эруптивные брекчии; 4 — кварцевая жила; 5 — милониты гранитов; 6 — оруденелые милониты; 7 — интенсивно серицитизированные породы; 8 — альбитизированные граниты.

тения). В этих условиях рудоотложение происходило преимущественно в наиболее пористых породах — измененных милонитах и милонитизированных гранитоидах — с образованием главным образом вкрапленных руд.

3. ВЗАИМООТНОШЕНИЯ УРАН-МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ДАЙКАМИ И ЕГО ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ

Исследования возрастных взаимоотношений урановой минерализации с интрузивными и гидротермальными образованиями различного возраста на уран-молибденовых месторождениях рассматриваемой группы имеют большое значение, так как они способствуют правильному пониманию форм связей этих месторождений с субвулканическими телами, к которым они пространственно тяготеют. Определенно устанавливается, что уран-молибденное оруденение локализуется в эруптивных брекчиях, фельзитах, фельзит-порфирах и несомненно является более поздним по отношению к ним. На многих месторождениях

обнаружены прямые пересечения смолковыми прожилками даек андезитов и диабазов. При этом чем интенсивнее изменены дайки, тем чаще в их пределах устанавливается прожилковое урановое оруденение. Темно-зеленые или темно-серые породы даек в этих случаях приобретают светлую, близкую к белой окраску, обнаруживая реликты первоначальной структуры лишь под микроскопом. Они состоят почти целиком из агрегатов се-

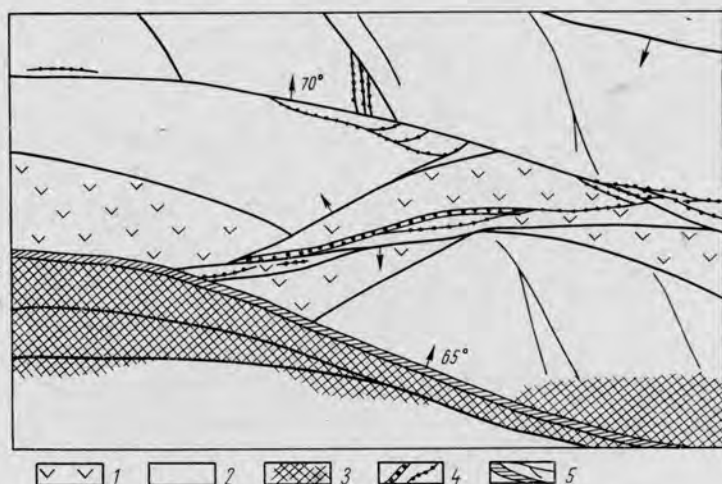


Рис. 6. Пересечения кварц-сульфидно-смолковыми прожилками дайки диабазовых порфиров (план):

1 — диабазовый порфирит; 2 — гранит; 3 — кварц-пиритовые породы; 4 — кварц-сульфидно-смолковые прожилки; 5 — тектонические трещины.

рицита и карбоната с небольшим количеством хлорита и кварца (рис. 6).

В других случаях на тех же месторождениях наблюдаются взаимоотношения, как будто противоположные только что описанным. Иногда прожилки урановой смолки толщиной до 1—1,5 см, расположенные в милонитизированных гранитоидах, резко обрываются при соприкосновении с контактами даек диабазов (рис. 7). Создается впечатление, что жилы, содержащие настуран, как бы срезаются последними. Однако детальное микроскопическое изучение шлифов, отобранных на этих участках, показывает, что урановая смолка встречается как в гранодиорите, так и в диабазе, а также на их контакте. В этом случае смолка в виде тонких прожилков следует всем изгибам контактов. Выделения урановой смолки в диабазе приурочены обычно к контактам обломков более раннего кварца, захваченных диабазом, имеют своеобразную форму полусфер и зачастую облекают со всех сторон зерна кварца. При этом характерно, что сферические поверхности всегда обращены в

сторону диабаз (рис. 8). Встречаются также отдельные шарики урановой смолки, заключенные в диабазе. Эти шарики чаще группируются в неправильные цепочки или сливаются и образуют сложные прожилки. Скопления урановой смолки содержат многочисленные чешуйки серицита, тонкую вкрапленность галенита, реже халькопирита и разбиты трещинками, залеченными кварцем и серицитом с включениями галенита.

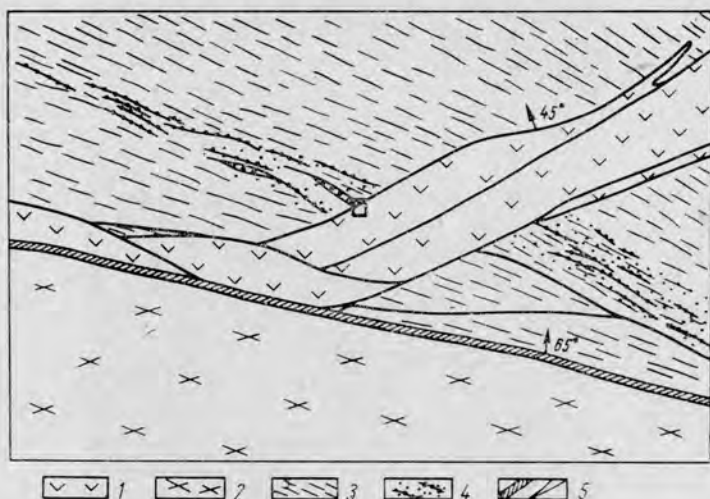


Рис. 7. Взаимоотношения урановой минерализации с дайкой диабаз (план):

1 — диабаз; 2 — фельзит; 3 — милониты гранитов; 4 — прожилки и вкрапленность урановой смолки; 5 — тектонические нарушения.

и халькопирита. В некоторых прожилках урановой смолки в раздувах присутствуют карбонат и барит, причем непосредственно на урановой смолке нарастают щеточки карбонатов, а центральные части выполняются баритом с редкими вкрапленниками галенита. Обычно в диабазе встречается много карбонатных прожилков, которые пересекают урановую смолку и ассоциирующие с ней сульфиды, а диабаз, вмещающий прожилки и вкрапленность урановой смолки, интенсивно изменен и почти нацело замещен мелкозернистым карбонатом, среди которого видны островки серицита и хлорита.

Все эти факты позволяют сделать вывод, что урановая смолка образовалась позже диабазов. Формирование ее происходило преимущественно метасоматическим путем, на что указывает форма выделений урановой смолки. Аналогичная картина наблюдается для скоплений урановой смолки в милонитизированных гранитоидах и эруптивных брекчиях в нижних частях месторождений рассматриваемой группы. Состав про-

жилков и гнезд с урановой смолкой, заключенных в диабазе, совершенно аналогичен составу прожилков и вкрапленности в основных рудных телах, так же как аналогичны и взаимоотношения между слагающими их минералами. Все это позволяет говорить об отложении урановой смолки в диабазе в общем про-



Рис. 8. Почка урановой смолки в диабазе (микрофото полированного шлифа) $\times 20$:
1 — кварц; 2 — урановая смолка; 3 — диабаз; 4 — марка-
знт.

цессе уранового рудообразования, не связывая его с переотложением в более позднее время.

Другим важным фактором, указывающим на «последайковый» возраст оруденения, является то, что все интрузивы и дайки (в том числе и дайки андезитов и диабазов) захватываются гидротермальным процессом, приведшим к формированию березитов. Этот процесс во времени предшествовал рудоотложению, поскольку кварц-молибденовые, кварц-смолково-сульфидные и карбонат-сульфидные жилы и прожилки пересекают березитизированные породы. Показательно также, что околожилльные ореолы альбитизации, которые иногда устанавливаются около кварц-молибденитовых прожилков, пересекают бе-

резитизированные породы. При этом альбит в экзоконтактах жил замещает серицит, развивающийся по полевым шпатам.

Таким образом, фактический материал позволяет сделать вывод, что формирование уран-молибденового оруденения происходило позже образования самых молодых даек основного, щелочного и среднего составов, которые сами по себе значительно оторваны во времени от палеовулканической деятельности и не обнаруживают с ней прямых генетических связей.

Отсюда следует, что и процесс рудоотложения на подобных месторождениях не имеет генетической связи с жерловыми фациями кислых эффузивов, а уран-молибденовое оруденение связано с ними только пространственно вследствие общности магматического очага и единых путей перемещения магматических расплавов и рудообразующих растворов.

4. ОСОБЕННОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И АССОЦИАЦИИ УРАНОВОЙ СМОЛКИ

На уран-молибденовых месторождениях первой группы развиты разновозрастные минеральные комплексы, образованные в различные стадии минерализации и отличающиеся по своему составу, морфологии и околожильным изменениям. Сложность процесса гидротермального рудообразования на этих месторождениях в ряде случаев подчеркивается тем, что различные минеральные комплексы разделены во времени внедрением даек и малых интрузий. Наложение более поздних образований на более ранние часто сопровождается метасоматическим замещением ранних минералов и минеральных ассоциаций более поздними.

Ниже приводится описание минерального состава руд и гидротермального изменения вмещающих пород только для минеральных комплексов второго, последайкового этапа, с которым тесно связано формирование жил и прожилков уран-молибденового состава.

Гидротермальный метаморфизм и околорудные изменения вмещающих пород

Рудные тела уран-молибденовых месторождений первой группы сопровождаются ореолами гидротермально измененных безрезитизированных пород, образование которых предшествует во времени процессам рудоотложения. В свою очередь в рудных полях уран-молибденовых месторождений первой группы гидротермальные изменения рудной стадии накладываются на более ранние изменения вмещающих пород, вызванные контактными явлениями при интрузивном процессе или связанные с позднемагматическим и региональным метаморфизмом. Исходя из об-

щей возрастной последовательности, можно наметить следующий ряд наиболее типичных изменений вмещающих пород: образование контактовых роговиков, амфиболизацию, биотитизацию, грейзенизацию, пропилитизацию и, наконец, березитизацию пород.

Контактные роговики обрамляют все интрузивные породы и принадлежат к наиболее высокотемпературным образованиям, связанным с магматической стадией метаморфизма. В зависимости от состава вмещающих пород меняется и состав роговиков. Серицит-хлоритовые сланцы в контакте с гранодиоритами превращаются в кварц-полевошпат-биотитовые роговики, а прослои порфиритоидов среди этих сланцев — в кварц-плагиоклаз-роговообманковые породы. В тех случаях, когда ороговиваются фельзиты и песчаники, они превращаются в контакте с аляскитовыми гранитами в кварц-полевошпатовые и кварц-биотит-полевошпатовые роговики. Ширина зон ороговивания колеблется от нескольких десятков до 100—150 м. При удалении от интрузивов роговики сменяются ороговиваемыми породами, сохраняющими свою первичную структуру.

Амфиболизации подвергаются габбровые и габбро-диабазовые массивы, имеющие небольшое развитие в рудных полях. При этом пироксен-авгит и частично плагиоклаз замещаются с краев монокристаллами светло-зеленой волокнистой роговой обманки (типа уралитовой), а магнетит превращается в агрегат мелких ксеноморфных зерен и частично в лейкоксен. Подобный процесс уралитизации детально описан Д. С. Коржинским [16].

Биотитизация проявлена главным образом в эндоконтактных участках интрузивов, в меньшей мере в роговиках. Биотит развивается по темноцветным минералам и полевым шпатам или образует тонкие прожилки по трещинам катаклазированного гранодиорита. Магнетит в процессе биотитизации разрушается, и лишь в отдельных случаях можно наблюдать его реликты. Сущность процесса биотитизации детально разобрана В. А. Жариковым [12] и Д. С. Коржинским [17]. Это явление относится к магнезиальному метасоматозу ранней щелочной послемагматической стадии.

Грейзены развиваются в приконтактной зоне аляскитовых гранитов. Они слагают тела мощностью от нескольких сантиметров до 4 м, вытянутые вдоль трещин. Центральная часть грейзеновых тел сложена кварцем с небольшим количеством мусковита. В основном же грейзены сложены светлой кварцево-мусковитовой породой, имеющей гранолепидобластовую микроструктуру. Кварц-мусковитовые грейзены постепенно переходят в грейзенизированные граниты, в которых уже четко видна структура гранита, хорошо сохраняется микроклин, но плагиоклаз и биотит нацело замещены мусковитом. По мере удаления от грейзеновых тел в породах вначале появляется плагиоклаз, а затем и биотит.

Пропилитизации в различной степени подвергнуты вулканические породы андезит-базальтового, а иногда и дацитового составов. Изменения заключаются в деанортизации плагиоклаза вкрапленников и основной массы с образованием альбита, а также небольших количеств кальцита и серицита с одновременным замещением пироксена эпидотом, хлоритом и лейкоксом. Первичная структура породы часто полностью сохраняется, а более сильное изменение приводит к перекристаллизации породы. Мелкие рассеянные зерна эпидота собираются в агрегаты зерен, а основная масса приобретает кристаллолепидобластную структуру.

Образование этих пород, по-видимому, следует связывать процессами регионального динамометаморфизма в зонах крупных тектонических разрывов. Аналогичная геологотектоническая обстановка соответствует породам подобного состава на колчеданных месторождениях [13, 15].

Околорудные изменения, проявленные в различных по составу вмещающих породах, связаны уже с более поздним (последайковым) этапом и накладываются на все описанные выше изменения. По своему минеральному составу околорудноизмененные породы соответствуют породам типа березитов, а в некоторых случаях они имеют несколько отличный состав (наличие пирофиллита).

Рудная минерализация всегда вписывается в ореол березитизированных пород и располагается в участках их максимального изменения. Процесс березитизации непосредственно предшествует процессу рудообразования и рассматривается нами как первая стадия рудного процесса.

Березиты чаще всего бывают приурочены к зонам крупных разломов. В плане они образуют линзовидные тела, удлинённые по оси, совпадающей с простираемостью зоны главного разлома, и с мощностями, достигающими сотен метров. В центральных частях разломов, где резко увеличивается трещиноватость и дробленость пород, значительно увеличивается и интенсивность изменений; здесь образуются мономинеральные кварцевые ядра или двуминеральные кварц-серицитовые и кварц-пирофиллитовые породы. Внешние границы ореолов неровные, расплывчатые, с постепенными переходами к неизменённым породам. Изменения имеют зональное строение, которое выражается в определенной смене минерального состава метасоматических пород. Во внешних участках ореолов, где трещиноватость более редкая, аналогичную зональность можно наблюдать около отдельных разрозненных трещин, а в промежутках между такими трещинами наблюдается только слабое изменение пород. В более плотных породах — гранодиоритах и фельзитах, березиты имеют линзовидную или жилородную форму, а в сланцах они образуют более сложные тела с извилистыми контактами, следующими направлению сланцеватости.

Таким образом, строение ореолов, их минеральный состав, количество и мощности зон находятся в зависимости от характера трещиноватости и от состава вмещающих пород, по которым развиваются околорудные метасоматиты. Вместе с тем для месторождений этой группы устанавливаются общие особенности гидротермального метаморфизма, обуславливающие образование измененных пород определенного типа.

В гранодиоритах около рудоносных трещин образуется ореол гидротермальноизмененных пород зонального строения. При микроскопическом изучении по смене минеральных парагенезисов представляется возможным выделить семь зон в различной степени измененных гранодиоритов. Макроскопически можно наблюдать лишь четыре зоны. Резких границ между зонами, как правило, не наблюдается.

В наиболее удаленной от трещины зоне внешний вид пород почти не изменяется, за исключением того, что биотит приобретает зеленую окраску. Однако под микроскопом видно, что роговая обманка и биотит замещаются хлоритом и анкеритом, с выделением вдоль спайности железисто-титанистых (рутил-лейкоксоновых) зерен. Плагноклаз мутнеет — деанортизируется с образованием небольшого количества кальцита и серицита. Магнетит замещается пиритом, сфен — рутилом и лейкоксоном. Во второй зоне микроклин замещается шахматным альбитом (№5—7). Макроскопически это выражается в том, что розовые вкрапленники микроклина становятся белыми. В третьей зоне альбит почти полностью замещается серицитом. Макроскопически видно, как все полевые шпаты приобретают светло-зеленоватую окраску. Общие контуры структуры еще сохраняются. В четвертой зоне хлорит замещается серицитом. Полностью утрачивается первоначальная структура и образуется кварц-серицит-анкеритовая порода. В пятой зоне исчезает анкерит и увеличивается количество серицита и кварца; иногда вместо серицита появляется пиррофиллит и реже фенгит. В шестой зоне исчезает пирит. Породы этой зоны имеют зеленовато-серый цвет и не содержат никаких реликтов неизмененных первоначальных разностей, за исключением зерен перекристаллизованного кварца.

Химический и минеральный состав березитизированных гранодиоритов показан на рис. 9.

В кварцевых диоритах, в приведенной выше зональности намечается несколько иная последовательность. Мощность кварц-серицитовой зоны в них обычно значительно меньше, чем в гранодиоритах, а мономинеральная кварцевая зона бывает редко и наблюдается лишь в участках тектонических контактов с другими породами. Метасоматические ореолы в кварцевых диоритах, как правило, отличаются малой мощностью и протяженностью вследствие слабой их тектонической проработки по сравнению с гранодиоритами.

В фельзитах гидротермальные изменения проявляются в образовании кварц-серицит-пиррофиллитовой и внутренней кварце-

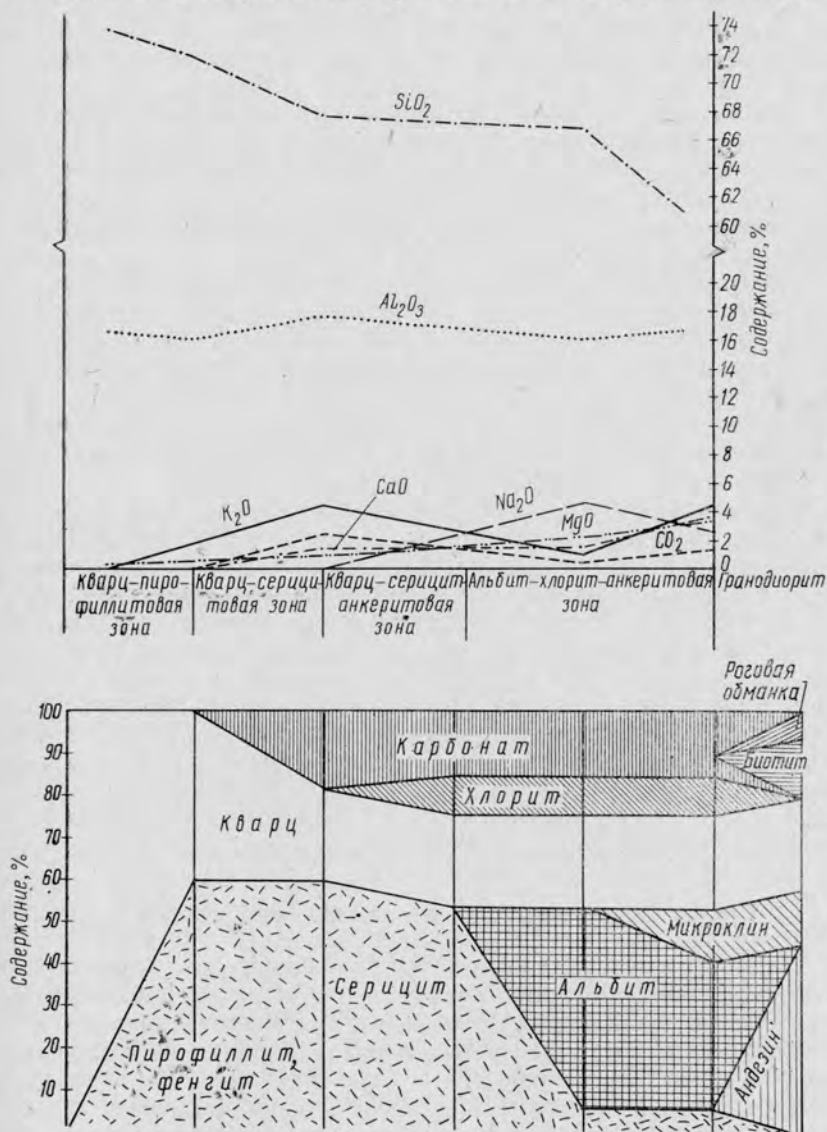


Рис. 9. Химический и количественно-минеральный состав гранодиоритов при околорудном изменении.

вой зон, которые постепенно переходят одна в другую. Мощность зон в отдельных случаях колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Во внешней зоне неизменный

фельзит замещается кварц-серицитовым агрегатом, в котором преобладает тонкочешуйчатый серицит. При приближении к внутренней зоне серицит сменяется пиррофиллитом. Далее около рудоносных трещин пиррофиллит замещается кварцем, и образуется зона мономинерального кварца с реликтами пиррофиллита.

Контактные роговики, попадая в зону разломов, также подвергаются интенсивному гидротермальному изменению. В зонах максимального изменения, где порода роговикового облика обелена и состоит из кварц-серицитового агрегата, она внешне совершенно не отличается от других гидротермальноизмененных пород и особенно от фельзита.

Андезитовые порфириты в пределах рудных полей подвергнуты процессу региональной пропилитизации. При интенсивном изменении благодаря этому процессу андезиты и андезит-дациты превращаются в кварц-хлорит-альбитовые и кварц-альбитовые породы.

Гидротермальные изменения в диабазах чаще всего выражаются сплошной серицитизацией плагиоклазов вкрапленников и карбонатизацией и хлоритизацией.

Возрастные соотношения метасоматитов изверженных пород в рудных полях свидетельствуют о том, что гидротермальное околорудное изменение произошло после внедрения всех интрузивных пород и связано с послепитризовыми процессами. Рудная минерализация располагается в зонах дробления метасоматитов, она образовалась позже, чем ореол изменения. Вместе с тем нет оснований предполагать существенный разрыв во времени между околорудным метасоматозом и рудоотложением. Наоборот, близкий минеральный состав как измененных пород, так и жильных образований (серицит, хлорит, анкерит, кварц, пирит), а также общая направленность гидротермального процесса могут свидетельствовать о близости условий образования рудной минерализации и измененных пород.

Стадии минерализации и минеральный состав руд

На месторождениях этой группы обычно выделяются три последовательных стадии минерализации: кварц-карбонатно-сульфидная, молибденит-смолевая и карбонат-баритовая.

Кварц-карбонат-сульфидные жилы, прожилки и мелкие гнезда отчетливо пересекают зоны березитизации. На отдельных месторождениях они достигают значительной мощности, на других же наблюдается только тонкая вкрапленность в породе и мелкие (часто микроскопические) гнезда пирита и арсенопирита. Главным рудным минералом этих жил является пирит, иногда арсенопирит, а в подчиненных количествах — халькопирит и магнетит. На отдельных месторождениях к ним добавляются в небольших количествах молибденит, темный сфалерит, пирро-

тин, гематит, рутил и самородное золото. Главным жильным минералом является кварц и в меньшей степени карбонат. В небольших количествах в этих же жилах встречаются серицит, хлорит, альбит. Мощность этих жил достигает 10 м и более.

Пирит встречается в виде хорошо образованных кристаллов во вмещающих породах или в кварцевых жилах. В зернах пирита иногда присутствуют мелкие кристаллики магнетита, реже округлые выделения пирротина. В некоторых случаях устанавливаются точечные включения самородного золота.

Арсенопирит на отдельных месторождениях является весьма распространенным минералом, образуя здесь тонкую вкрапленность в породе. Ассоциирует он с мелкозернистым кварцем и небольшим количеством серицита. На месторождениях, богатых пиритом, арсенопирит встречается в подчиненных количествах.

Молибденит в виде скоплений изогнутых пластинок гнездобразной или прожилковой формы отмечен только на одном месторождении в составе мощных кварцево-сульфидных жил.

В кварцевых жилах некоторых месторождений встречаются также сростки мелких зерен рутила. По времени образования он, по-видимому, предшествует сульфидам.

Кварц является главным минералом кварц-сульфидных жил. На некоторых месторождениях он не дает крупных скоплений, а на других слагает мощные жилы. Кварц — крупнозернистый, непрозрачный или полупрозрачный имеет серовато-белый цвет. Обычно сильно деформирован.

Карбонат представлен преимущественно анкеритом с невысоким содержанием железа (до 10% FeCO_3) и примесью марганца (до 1%). Он имеет бледно-желтый, реже серовато-белый цвет и встречается в виде крупных гнезд в центральных частях жил кварца, реже образует мономинеральные жилы.

Формирование кварц-сульфидных жил сопровождается процессами метасоматического замещения вмещающих пород кварцем и сульфидами, т. е. выносом из них щелочей, щелочных земель и глинозема и привносом серы и некоторых тяжелых металлов.

Обилие пирита свидетельствует о высокой концентрации сульфидной серы в растворах, сформировавших эти жилы.

Образования молибденит-смолковой стадии минерализации отчетливо пересекают ранее сформировавшиеся кварц-карбонат-сульфидные жилы (рис. 10, а и б) и в свою очередь пересекаются карбонат-баритовыми прожилками.

Мощность смолковых прожилков редко превышает несколько миллиметров, лишь иногда достигает 3—4 см. Такие прожилки образуют серии сближенных рудных зон, соединенных просечками. Еще чаще встречаются рудные брекчии и микробрекчии, в которых угловатые обломки кварц-сульфидных жил или измененных вмещающих пород сцементированы молибденит-смолковым агрегатом. При залегании ураноносных прожилков

в эффузивах они часто сопровождаются зонами тонкой вкрапленности урановой смолки и молибденита в породе.

Главными минералами молибденит-смолковой стадии являются: урановая смолка, молибденит, пирит и марказит. В под-



Рис. 10. Брекчия кварц-сульфидной жилы цементируется прожилками урановой смолки:

а — полированный штуч (натуральная величина); *б* — радиография того же образца (экспозиция 24 ч).

чиненных количествах местами появляются галенит, сфалерит, блеклая руда, халькопирит, борнит. Из жильных минералов наиболее характерны серицит и кварц. В отдельных участках устанавливается также кальцит.

Урановая смолка обычно находится в тесном сростании с молибденитом, кварцем и серицитом. Установлено несколько генераций урановой смолки, которые отличаются друг от друга по форме выделений и физическим свойствам. Ранняя урановая смолка ассоциирует с тонкокристаллическим молибденитом и серицитом и имеет низкую отражательную способность (10—11%). Она имеет небольшое распространение и образует чрезвычайно мелкие выделения. Урановая смолка второй генерации образует более крупные выделения и содержит в незначительных количествах молибденит, иногда галенит, а также кварц и серицит. Она характеризуется более высокой отражательной способностью (примерно 15%). Агрегаты урановой смолки этой генерации образуют скопления в центральных частях рудных прожилков.

Химические анализы урановых смолкок показывают, что содержание окиси урана в ней изменяется в пределах от 60 до 80%. Дебаеграммы всегда показывают кристаллическую решетку уранинита с параметром решетки $a_0 = 5,41—5,42$. Отношение $UO_2 : UO_3$ и параметры решетки не зависят от ассоциаций урановой смолки. Спектральными анализами в ней установлены следующие примеси: целые проценты свинца и кальция, сотые, реже десятые доли процента бария. В некоторых смолках появляется значительное количество титана и циркония (десятые доли процента), а в отдельных случаях — ниобия (сотые доли процента).

Молибденит представлен колломорфными скрытокристаллическими рентгеноаморфными (нордизит) и реже раскристаллизованными разностями. Раскристаллизованные разности молибденита обладают обычными свойствами, но отличаются чрезвычайно мелкими размерами отдельных чешуек.

По агрегатному состоянию и физическим свойствам выделяются три разновидности сульфида молибдена: землистый, плотный (скрытокристаллический) и мелкочешуйчатый.

Землистый нордизит, не подвергающийся полировке, обычно является слаборадиоактивным. Химическими анализами в нем устанавливается от 10—15 до 45% молибдена и примесь урана в количествах от 1 до 5%.

На дебаеграммах видны слабые расплывчатые линии урановой смолки. Часто отмечаются слабые линии пирита, реже кварца, серицита, глинистых минералов. Линии, отвечающие молибдениту, обычно отсутствуют, т. е. минерал является рентгеноаморфным. Землистые смеси нордизита с перечисленными минералами заполняют трещины различной мощности во вмещающих породах и в ранее сформировавшихся кварц-сульфидных жилах. Они обычно интенсивно пропитаны ильземанитом.

Плотный скрытокристаллический нордизит также рентгеноаморфен. На дебаеграммах минерала лишь иногда видны отдельные слабые расплывчатые линии, характерные для молиб-

денита. При хранении на воздухе образцы со скрытокристаллическим иордизитом, так же как и землистые разности, покрываются ильземанитом. В отраженном свете минерал отличается от обычного молибденита пониженной отражательной способностью и коричневатым оттенком. Он изотропен, лишь в отдельных участках наблюдается слабая анизотропия, значительно меньшая, чем у обычного молибденита. С увеличением анизотропии увеличивается и отражательная способность минерала.

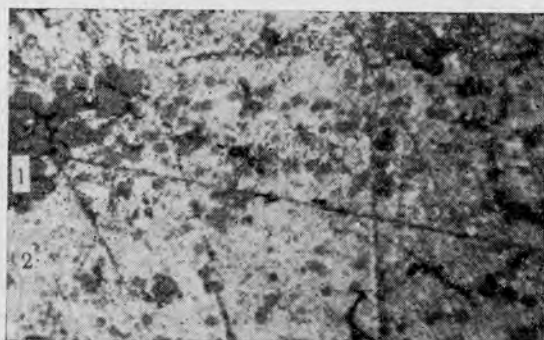


Рис. 11. Сферические включения урановой смолки (1) в мелкочешуйчатом молибдените (2). Шлиф полированный; снято с иммерсией; $\times 700$.

Тонкочешуйчатый молибденит дает четкую дебаеграмму и по оптическим свойствам не отличается от обычного молибденита. В агрегатах молибденита встречаются мелкие почковидные или неправильной формы выделения урановой смолки размером, как и отдельные чешуйки молибденита, в сотые и тысячные доли миллиметра (рис. 11).

Характерной особенностью урановой смолки, ассоциирующей с иордизитом и молибденитом, является увеличение размеров ее выделений с увеличением размеров выделений молибденита, что связано, по-видимому, со степенью раскристаллизации сложного молибденит-смолкового геля.

Спектральные анализы молибденитов постоянно обнаруживают примеси таллия и мышьяка (десятые доли процента), сурьмы (сотые до десятых долей), марганца (сотые, а в единичных случаях десятые доли); реже встречаются ванадий (сотые и тысячные доли), барий и стронций (сотые, иногда десятые доли), титан (десятые доли). Почти в половине анализируемых проб обнаружены ниобий и олово (тысячные доли процента).

Пирит является весьма распространенным минералом в молибденит-смолковых жилах и прожилках. По форме выделений

различаются две разновидности пирита: почковидный и кристаллический. Преобладает первая разновидность. Почки пирита имеют концентрически-зональное строение. Травлением в них выделяется радиально-лучистая структура. Размер почек колеблется от долей миллиметра до 1—2 мм. Встречаются как обособленные почки, так и их сростки, заключенные в кварце или в скрытокристаллическом иордизите. Почковидный пирит отлагается на стенках полостей среди кварца, молибденита и урановой смолки.

Кристаллы пирита встречаются значительно реже, чем «почки». В шлифах они образуют изометричные зерна в урановой смолке и других минералах или друзовидные сростки на стенках открытых полостей в центральных частях прожилков. Травлением в них установлено тонкозональное строение. Химическим анализом в почковидном пирите обнаружено до 1,5% мышьяка. Спектральным анализом в пирите обеих разновидностей устанавливаются также десятые и сотые доли процента ванадия, сотые доли процента никеля, сотые и тысячные доли процента кобальта, сурьмы и таллия.

Марказит, ассоциирующий с урановой смолкой, распространен несколько менее, чем пирит. Чаще всего он имеет почковидную форму выделения, реже встречается в виде мелких неправильных зерен или скоплений пластинок в тонкозернистом кварце. Пластинки марказита часто оказываются нацело замещенными пиритом. Спектральным анализом в марказите установлены мышьяк (сотые, реже десятые доли процента), кобальт (сотые доли), медь, молибден и свинец (сотые и тысячные доли).

Бравойт встречается в ассоциации с урановой смолкой только на отдельных месторождениях. Он наблюдается в виде мелких тонкозональных кристалликов в кварце, заполняющем пространство между почками урановой смолки. Поперечник зерен бравоита редко превышает десятые доли миллиметра.

Галенит распространен только на отдельных месторождениях. Он наблюдается в тесном сростании с урановой смолкой поздней генерации, образуя в ней мельчайшие, часто дендритовидные выделения.

Сфалерит в ассоциации с урановой смолкой довольно редок. Он встречается в виде мелких почек или неправильных скоплений среди урановой смолки и кварца. Травлением парами царской водки выявляется радиально-лучистое строение этих почек.

Халькопирит в прожилках с урановой смолкой встречается редко и в небольших количествах. Обычно он образует тонкую вкрапленность в некоторых разновидностях сфалерита. Реже наблюдаются мелкие самостоятельные выделения халькопирита, которые в большинстве случаев являются более поздними, чем урановая смолка, и, возможно, связаны с наложением послерудной стадии минерализации.

Кварц является наиболее распространенным минералом в молибденит-смольковых прожилках. Встречаются две разновидности кварца: мелкозернистый с роговиковой структурой агрегатов (местами переходящий в скрытокристаллический) и крупнозернистый, реже гребенчатый. Наиболее распространен мелкозернистый кварц. Он сложен изометричными зернами, размеры которых колеблются от тысячных до сотых долей миллиметра. В кварце содержатся мельчайшие выделения сульфидов (главным образом пирита и марказита) и точечные образования урановой смолки. Макроскопически участки такого кварца имеют коричневатый цвет, а под микроскопом, в проходящем свете, — буроватый. Участки более крупнозернистого кварца расположены среди мелкозернистого и имеют гнездообразную или линзовидную форму. Крупнозернистый кварц под микроскопом не имеет буроватой окраски. К гнездам этого кварца приурочены кристаллы и почки пирита, марказита, браунита, галенита и сфалерита. Крупнозернистый кварц образуется позднее мелкозернистого. Иногда встречается кварц с гребенчатой структурой.

Серицит имеет подчиненное значение. Он обычно встречается в тесном сростании с молибденитом и реже присутствует в кварце в виде мелких разрозненных чешуек.

Хлорит встречается редко, образует отдельные, обычно очень мелкие чешуйки среди серицита. Судя по оптическим данным, хлорит относится к магнезиально-железистому типу (тюрингит).

Кальцит в прожилках с урановой смолкой и молибденитом встречается относительно редко. Он является самым поздним минералом и заполняет центральные части в раздувах прожилков. Минерал имеет желтоватую или розовую окраску, полупрозрачен. Размер зерен достигает нескольких миллиметров. Показатели преломления: $N_g=1,660$; $N_p=1,480$; $N_g-N_p=0,180$. Удельный вес 2,72—2,73. Химические анализы кальцитов из прожилков, содержащих урановую смолку, показывают, что они, как правило, содержат изоморфные примеси железа, магния и марганца. При этом количество $FeCO_3$ колеблется от 2,10 до 2,48%, $MnCO_3$ — от 0,80 до 3,30%, а $MgCO_3$ — от 1,51 до 2,70%. Спектральными анализами кроме перечисленных элементов устанавливаются также сотые доли процента бария и стронция.

Карбонат-баритовые жилы и прожилки хотя и присутствуют на всех месторождениях, но по распространенности значительно уступают молибденит-смольковым образованиям. Они отчетливо пересекают ураноносные жилы, причем минералы последней интенсивно замещаются минералами карбонатно-баритовой стадии. В составе жил установлены анкерит, кальцит, барит, кварц, флюорит, хлорит, галенит, халькопирит, сфалерит (клеюфан), пирит, блеклая руда и борнит.

Анкерит имеет желтый или розоватый цвет и отличается от анкерита ранней стадии минерализации большим содержанием железа и марганца. В его состав входит 50,00% CaCO_3 , 27,95% MgCO_3 , 2,65% MnCO_3 , 19,4% FeCO_3 .

Кальцит крупнозернистый, белого или розового цвета, также содержит примеси марганца (до 2—4% MnCO_3).

Барит пластинчатый, белого, розового или красноватого цвета, как правило, содержит десятые доли процента марганца, сотые доли процента стронция и свинца.

Кварц чаще всего представлен длиннопризматическими кристаллами, расположенными в зальбандах прожилков. Реже встречаются гнезда, сложенные неправильными зернами кварца, выполняющие промежутки между пластинками барита. Обе разновидности чаще всего бесцветные и прозрачные, реже окрашены в светло-серый до дымчатого цвет.

Флюорит встречается реже, чем перечисленные минералы. Обычно он окрашен в фиолетовый цвет разной интенсивности — от бледно-сиреневого до почти черного. Спектральными анализами в нем обнаружен стронций.

Рудные минералы (галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда и другие) образуют мелкую вкрапленность в карбонатах и флюорите.

Наиболее ранним минералом в карбонат-баритовых жилах и прожилках является хлорит, а если он отсутствует, то непосредственно на стенках трещин образуется оторочка короткопризматических кристаллов кварца. Центральная часть прожилков выполнена анкеритом с включениями пластинок барита, которые корродируются анкеритом. После барита и анкерита образуются кальцит и флюорит. Эти два минерала выполняют пустоты в раздувах прожилков и пересекают барит-анкеритовые прожилки. Сульфидные минералы образованы позже анкерита, кварца и барита и приурочиваются к центральным частям прожилков. Выделение сульфидов происходило в следующем порядке: пирит, борнит, халькопирит, сфалерит и галенит.

При наложении карбонат-баритовых прожилков на молибденит-смолковые прожилки наблюдается интенсивное замещение урановой смолки и молибденита кальцитом, кварцем и реже флюоритом. Особенно «агрессивным» во всех случаях является кальцит, который интенсивно замещает молибденит и урановую смолку с переотложением вынесенных элементов в прожилках кальцита. Характерно, что уран переотлагается в виде урановой смолки, а молибденит — в виде повеллита, который образует кристаллы размером до 0,5 мм.

Урановая смолка встречается в послесмоловых прожилках значительно реже, чем повеллит. Она выделяется в виде мелких шариков с низкой отражательной способностью.

Подобные явления переотложения описаны В. И. Рехарским [34, 35] и, по-видимому, распространены достаточно широко.

Значительно реже наблюдается замещение молибденита и урановой смолки кварцем.

Околорудные изменения пород, предшествующие процессу рудоотложения, подробно рассмотрены выше. Ниже приводится описание некоторых околожилых изменений в породах фельзитового состава вокруг прожилков, относящихся к различным стадиям минерализации.

Изменение вмещающих пород, связанное с кварц-сульфидной стадией минерализации, сводится к метасоматическому развитию арсенопирита в фельзите. Зерна арсенопирита приурочены к раскристаллизованным участкам фельзитов и заключены в кварц-полевошпатовых агрегатах. В тонкозернистой основной массе выделения арсенопирита редки. Там, где наиболее интенсивно проявлена арсенопиритизация, появляются микроскопические гнезда и линзы кварца, около которых в фельзите наблюдается сгущение иголочек арсенопирита. Химические анализы фельзитов с вкрапленностью арсенопирита (обр. № 484) показывают, что в них по сравнению с розовыми и осветленными фельзитами (обр. № 488) помимо увеличения количества мышьяка происходит рост содержания SiO_2 и уменьшение содержания глинозема и щелочей (рис. 12).

Жилы и прожилки молибденит-смолковой стадии минерализации отлагаются в трещинах и порах в фельзите, уже претерпевшем в какой-то степени гидротермальное изменение. Под микроскопом около молибденит-смолковых прожилковых скоплений часто прослеживается прерывистый мономинеральный шнурочек серицита. Иногда он отсутствует, и тогда к прожилку прилегает порода, пропитанная урановой смолкой, молибденитом и окислами железа. Результаты химических анализов проб пород с вкрапленной рудой, отобранных на разных расстояниях от рудной зоны, приведены на рис. 13.

Из приведенных анализов видно, что ураноносные прожилки сопровождаются относительно слабым изменением вмещающих пород. В них наблюдается небольшое увеличение количества K_2O по направлению к рудной зоне и уменьшение Na_2O . Сумма щелочей при этом несколько уменьшается, что, по-видимому, связано с замещением части полевых шпатов породы урановой смолкой. Количество Fe_2O_3 по направлению к зоне увеличивается, а содержание FeO практически не меняется. За пределами зоны, где развита вкрапленность урановой смолки в фельзитах, изменения в них прослеживаются на небольшое расстояние. Оно кончается зоной покраснения, уже не содержащей заметных количеств урана и молибдена.

Изменение вмещающих пород около прожилковых рудных скоплений, не сопровождающихся вкрапленностью смолки, весьма сходно с приведенными выше, однако рудовмещающие фельзит-порфиры в таких случаях имеют низкую пористость (менее 1%). Около рудной жилы они приобретают сургучно-красный

цвет, который постепенно бледнеет по мере удаления от нее и на расстоянии 50—70 см исчезает. Изучение шлифов показывает, что около жилы наблюдается интенсивная серицитизация породы. Непосредственно на контакте прослеживается мономи-

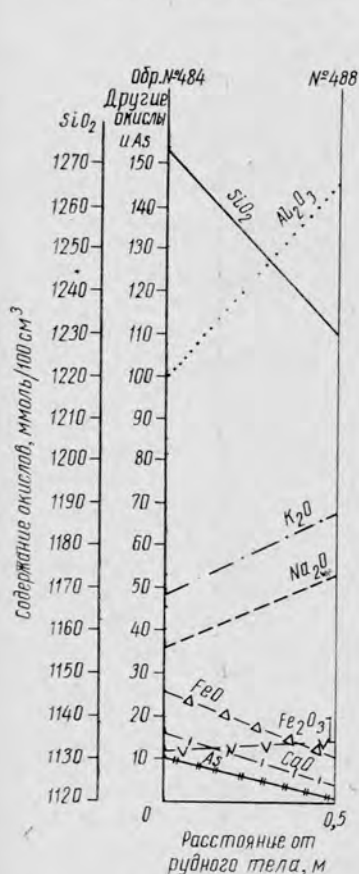


Рис. 12. График изменения химического состава фельзитов в связи с их арсеницитизацией.

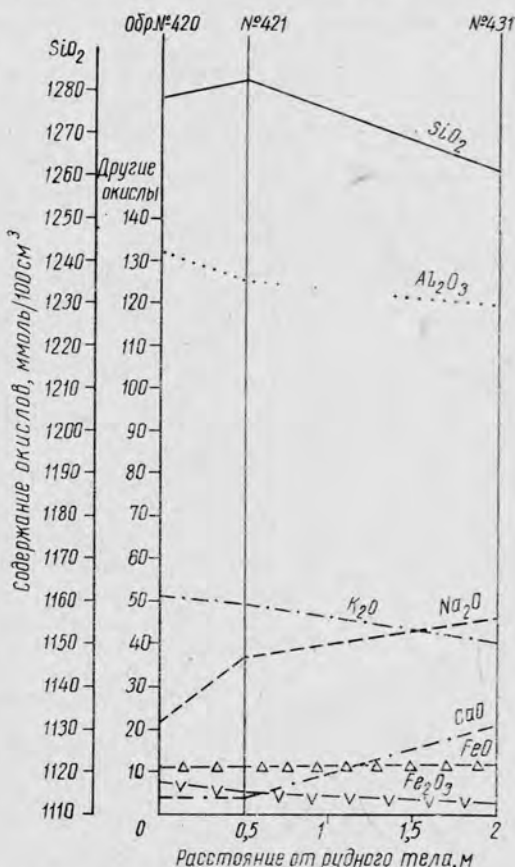


Рис. 13. График изменения химического состава фельзитов, вмещающих молибденит-смольковые прожилки, при повышенной пористости вмещающих пород.

неральный серицитовый шнурочек, мощность которого заметно увеличивается при пересечении прожилком вкрапленников плагиоклаза. По мере удаления от жилы количество серицита во вкрапленниках и в основной массе быстро уменьшается и появляются мелкие скопления карбоната. Результаты химических анализов образцов, отобранных на различных расстояниях от жилы, приведены на рис. 14. Из рисунка видно, что по направлению к жиле происходит небольшое увеличение содержания

K_2O и SiO_2 и уменьшение Na_2O и Al_2O_3 . Одновременно по направлению к жиле увеличивается количество Fe_2O_3 и уменьшается FeO . Сумма $Fe_2O_3 + FeO$ при этом несколько увеличивается, что связано, по-видимому, не только с окислением двухвалентного железа ураноносными растворами, но и с привносом ими железа.

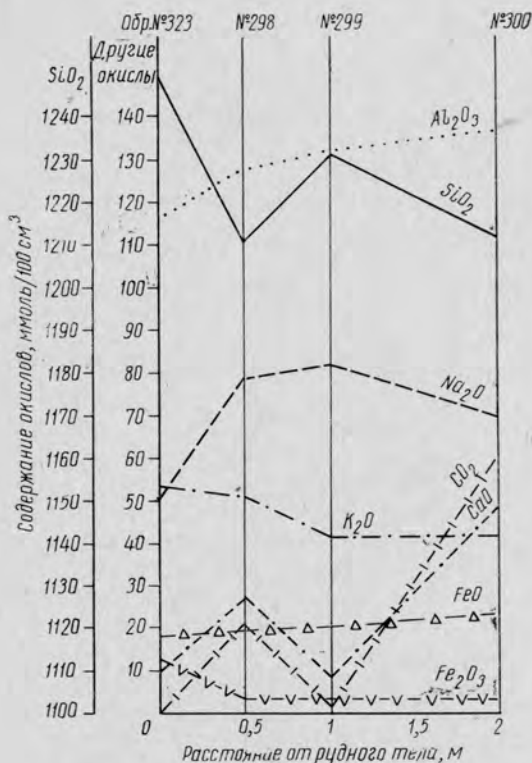


Рис. 14. График изменения химического состава фельзитов, вмещающих молибденит-смольковые прожилки при пористости фельзитов менее 1%.

Изменение фельзитов, связанное с карбонат-баритовой стадией минерализации, чаще всего выражается в их карбонатизации. Карбонат в виде мелких пятен рассеян по основной массе породы. Интенсивно карбонатизированными оказываются вкрапленники полевого шпата и более ранние радиально-лучистые сростки турмалина, реже мусковит и биотит. Биотит при этом замещается бледно-зеленым хлоритом.

При пересечении карбонат-баритовыми прожилками фельзитов с вкрапленностью урановой смолки устанавливается, что на

контакте с прожилком в фельзитах часто появляется полоска освещения мощностью около 1 мм. В этой полоске отсутствует урановая смолка, что, по-видимому, связано с ее растворением и выносом урана при воздействии гидротермальных растворов, отлагавших карбонат-баритовые прожилки.

Минеральный состав ураноносных прожилков молибденит-смолковой стадии минерализации

По минеральному составу и взаимоотношениям минералов среди образований молибденит-смолковой стадии минерализации выделяется четыре типа прожилков: молибденит-смолковые, смолково-серицитовые, кварц-смолковые и смолково-карбонатные. Минеральный состав каждого из этих типов ураноносных прожилков показан в табл. 1.

Молибденит-смолковые прожилки отличаются сравнительно простым составом. Главными минералами в них являются урановая смолка и молибденит. Молибденит представлен как раскристаллизованными, так и рентгеноаморфными разновидностями (иордизитом). Урановая смолка тесно ассоциирует с молибденитом и иордизитом, образуя в нем мелкие рассеянные шарики или скопления неправильной формы. Помимо урановой смолки и иордизита местами в этих прожилках в большом количестве присутствуют пирит, марказит и серицит. Молибденит имеет сферолитовое строение с очень тонкими отдельными волокнами. На дебаеграммах этого молибденита проявлены обычно лишь отдельные слабые линии, характерные для этого минерала, что указывает на очень мелкие размеры отдельных индивидов. Число чередующихся полос молибденита и урановой смолки в пределах одного прожилка может достигать 10—20.

Между полосами молибденита и урановой смолки встречаются линзовидные выделения пирита (рис. 15). Как видно на приведенной микрофотографии, почки пирита имеют зональное строе-

Таблица 1

1. Молибденит-смолковые прожилки

Урановая смолка	■
Молибденит	■
Серицит	■
Халцедон	■
Кварц	■

2. Серицит-смолковые прожилки

Урановая смолка	■
Молибденит	■
Пирит	■
Серицит	■
Кварц	■

3. Кварц-смолковые прожилки

Урановая смолка	■
Галенит	■
Марказит	■
Пирит	■
Бравоит	■
Арсенопирит	■
Кварц	■
Серицит	■

4. Кальцит-смолковые прожилки

Урановая смолка	■
Галенит	■
Гётит	■
Гаусманит	■
Кальцит	■

■ широко распространенные минералы
 ■ мало распространенные минералы
 ■ редкие минералы
 м.з.—мелкозернистый
 кр.з.—крупнозернистый

ние и нарастают на стенках линзовидной пустотки. Центральная часть этой пустотки выполнена агрегатом тонкозернистого кварца с серицитом. Подобные взаимоотношения между молибденитом, урановой смолкой и пиритом свидетельствуют о многократном отложении из растворов первых двух минералов и о более позднем выделении пирита. Последний выполняет пусто-

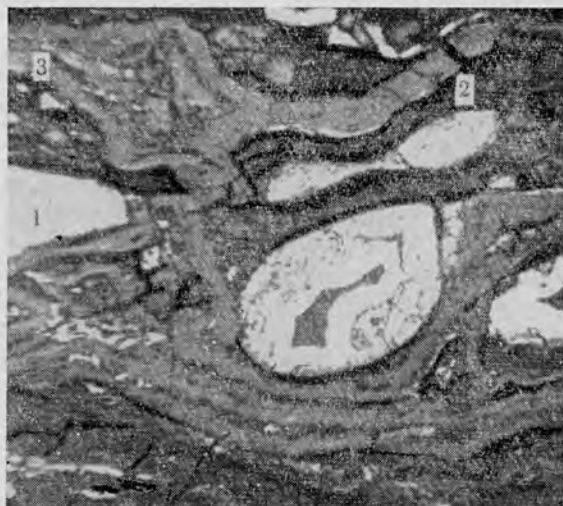


Рис. 15. Почка пирита, нарастающие на стенки линзовидной полости в молибденито-смоловом прожилке. Шлиф полированный; $\times 90$:

1 — пирит; 2 — урановая смола; 3 — молибденит.

ты между полосами урановой смолки и молибденита, разбросанные по всему прожилку.

Нередко в этих прожилках встречается халцедон. Его образования имеют линзовидную или прожилковидную форму и ориентированы параллельно простиранию прожилков. При этом волокна халцедона расположены поперек прожилков. В халцедоне содержатся точечные включения сульфидов (галенита и пирита).

Смолково-серицитовые прожилки распространены на уран-молибденовых месторождениях первой группы менее широко, чем молибденит-смоловые. Для них характерно незначительное количество или отсутствие молибденита в ассоциации с урановой смолкой и большое количество серицита. Молибденит здесь представлен довольно крупными выделениями и хорошо раскристаллизован. Промежутки между почками урановой смолки выполнены серицитом. Размер выделений серицита увеличивается по мере приближения к центральным частям прожилков, т. е.

у более поздних генераций этого минерала. Молибденит, присутствующий в этих прожилках, выделяется в промежутках между почками урановой смолки, образуя сростки с серицитом.

Подобные прожилки с хорошо раскристаллизованным молибденитом развиты вдали от крупных разломов и располагаются в оперяющих мелких трещинах, в то время как более

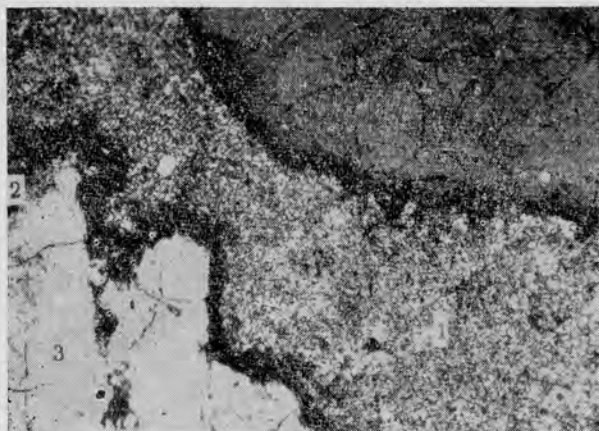


Рис. 16. Мелкозернистый кварц, выполняющий центральную часть прожилка с урановой смолкой. Шлиф прозрачный; николи скрещены; $\times 40$:

1 — мелкозернистый кварц; 2 — урановая смолка; 3 — крупнозернистый кварц из более ранней кварц-сульфидной жилы.

крупные рудоносные швы выполнены землистым или плотным, слабо раскристаллизованным иордизит-смолковым или чисто иордизитовым агрегатом. Такие пространственные взаимоотношения между двумя типами молибденит-смолковых образований свидетельствуют о различных условиях рудоотложения, существовавших в крупных рудоподводящих трещинах и в более мелких боковых рудовмещающих полостях.

На отдельных интервалах в серицит-смолковых прожилках появляются мелкие кристаллики пирита. Галенит и сфалерит встречаются редко, образуя вкрапленность и мелкие прожилки в урановой смолке и других минералах.

Кварц-смолковые прожилки широко распространены преимущественно на тех месторождениях, на которых ураноносные прожилки накладываются на ранее сформировавшиеся мощные кварц-сульфидные жилы.

В ассоциации с урановой смолкой в прожилках этого типа преобладает мелкозернистый (до скрытокристаллического) кварц (рис. 16). Количественные соотношения между урановой смолкой и кварцем различны и могут меняться в одном и том

же прожилке в широких пределах. Кроме кварца в этих прожилках встречаются пирит, реже бравонт, марказит и арсенопирит, местами галенит, сфалерит, серицит. Урановая смолка обычно выделяется в зальбандах прожилков, реже ее почки встречаются и в центральной части среди кварца. Иногда просходит чередование полос урановой смолки и кварца.

Смолково-карбонатные прожилки встречаются на описываемых месторождениях очень редко. Помимо кальцита и урановой смолки в них отмечено небольшое количество галенита, гётита и гаусманита. В этих прожилках кальцит и урановая смолка весьма близки по времени образования и неоднократно сменяют друг друга. Отложение кальцита и урановой смолки часто сопровождается замещением более раннего из них. Галенит в кальцит-смоловых прожилках образует мелкие включения в урановой смолке, преимущественно первой генерации. Гётит и гаусманит образуют скопления в кальците в центральных частях прожилков и, вероятно, являются наиболее поздними минералами.

Соотношения кальцит-смоловых прожилков со всеми остальными, описанными выше, устанавливаются довольно отчетливо. Кальцит с урановой смолкой выполняют раздувы в серицит-смоловых и молибденит-смоловых прожилках, что свидетельствует о наиболее позднем их образовании.

Таким образом, процесс формирования уран-молибденовых руд на месторождениях первой группы довольно сложен. Урановая смолка и молибденит отлагались неоднократно из рудоносных растворов, причем различные генерации этих минералов отличаются неодинаковым парагенезисом. Наиболее ранними по времени выделения являются агрегаты скрытокристаллического молибденита, часто содержащие мельчайшие образования урановой смолки и серицита. Позднее урановая смолка с более крупными размерами почек выделялась в ассоциации с кварцем и галенитом. При наложении молибденит-смоловых прожилков на ранее сформировавшиеся сульфиды последние подвергаются замещению другими минералами, в том числе и урановой смолкой. Изучение подобных явлений представляет большой интерес для понимания химических особенностей ураноносных растворов.

Характерно, что при пересечении сульфидов прожилками иордизит-смолового состава замещений практически не наблюдается. Иногда отмечается корродирование зерен пирита и арсенопирита молибденит-смоловым агрегатом. На контакте же с прожилками кварц-смолового и серицит-смолового состава сульфиды ранних стадий минерализации подвергаются более интенсивным замещениям. Они замещаются агрегатом тонкозернистого кварца, марказита и урановой смолки. На рис. 17 видно, что сферические образования, состоящие из мельчайших зерен кварца с включениями марказита, развиваются в сторону

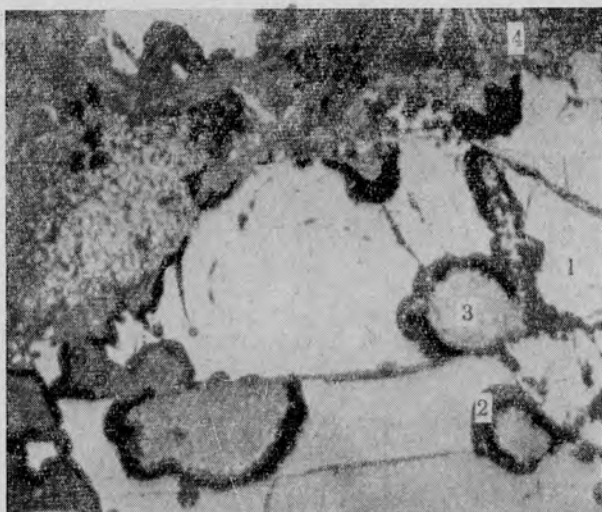


Рис. 17. Замещение пирита (1) агрегатом мелкозернистого кварца (2) и марказита (3) на контакте с прожилками урановой смолки (4) (шлиф полированный, $\times 80$).

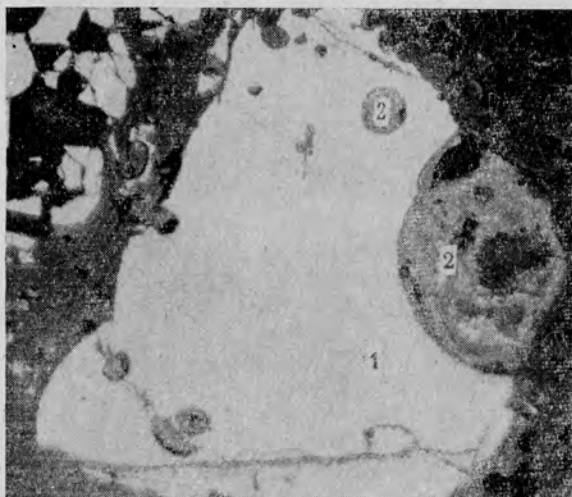


Рис. 18. Замещение пирита (1) почкой урановой смолки (2) с включениями сульфидов (шлиф полированный; $\times 165$).

от трещинок, секущих крупное зерно пирита, и частично по его периферии (в нижней части зерна). Почки, замещающие пирит, имеют неоднородное строение — выделения марказита концентрируются в их центральной части, а периферическая часть сло-

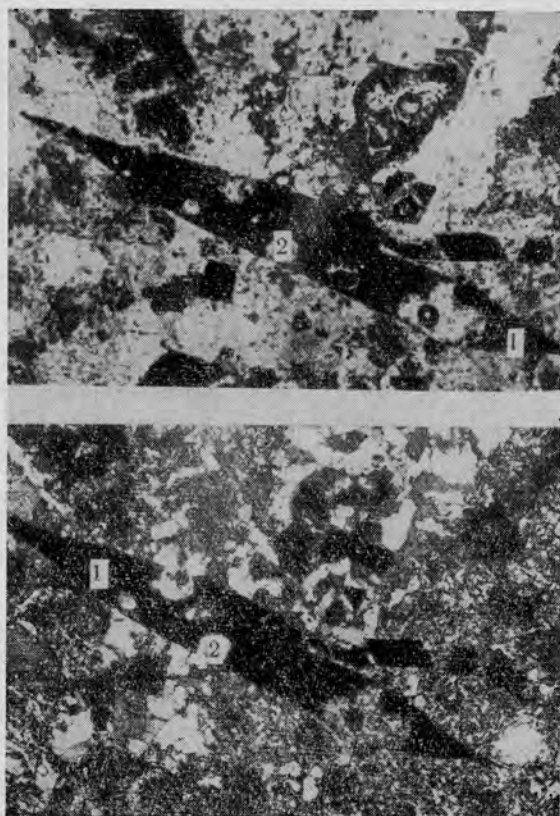


Рис. 19. Замещение пластинки арсенопирита (1) почковидным скоплением мелкозернистого кварца (2) (шлиф прозрачный; $\times 70$).

жена кварцем. На рис. 18 показано замещение пирита урановой смолкой, содержащей мелкие включения марказита и нерудного минерала. Скопления урановой смолки, замещающей пирит, в данном случае имеют также сферическую форму и развиваются по периферии зерна пирита, заместив один из его углов.

Аналогичным образом происходит замещение арсенопирита. На рис. 19, а и б показано замещение этого минерала почковидными скоплениями тонкозернистого кварца. В кварце содержатся отдельные тонкие чешуйки серицита.

Замещение пирита и арсенопирита агрегатами кварца, марказита и урановой смолки указывает на вынос урансодержащими растворами железа, мышьяка и сульфидной серы, а участие марказита в этих замещениях свидетельствует о слабо кислой или нейтральной реакции растворов, так как в щелочных растворах, согласно ряду исследований, выделился бы пирит [51, 58, 59].

В конце процесса формирования ураноносных прожилков агрессивность растворов, по-видимому, еще более возрастает. Об

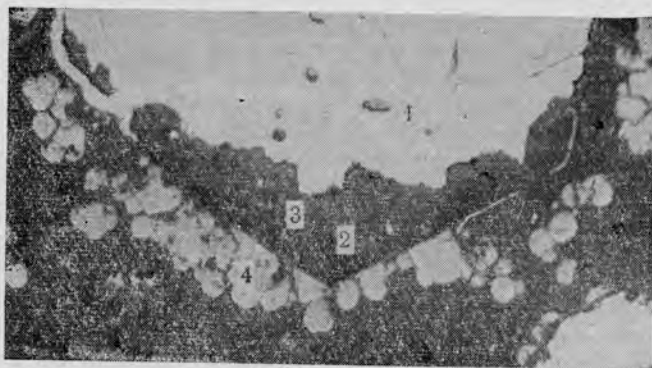


Рис. 20. Замещение кристалла пирита (1) кварцем (2) с включениями марказита (3). Корочка урановой смолки (4) повторяет первоначальный контур зерна пирита (шлиф полированный; $\times 165$).

этом свидетельствуют чрезвычайно широко развитые явления, подобные показанному на рис. 20 (кристалл пирита на контакте с прожилком кварц-смолкового состава замещен кварцем с включениями мелких пластинок марказита). Однако кайма урановой смолки обрамляет контур, соответствующий целому кристаллу пирита, т. е. замещение пирита произошло здесь явно после отложения на нем корочки урановой смолки. Характерно, что зерна этого кварца крупнее, чем зерна более раннего кварца, показанного на рис. 16.

Обилие пирита и появление арсенопирита в прожилках с урановой смолкой вблизи от пересечений иногда, по-видимому, обусловлено переотложением пирита и арсенопирита из ранее сформировавшихся кварц-сульфидных жил.

Обращает на себя внимание, что интенсивность растворения ураноносными растворами ранее отложившихся минералов на уран-молибденовых месторождениях значительно меньше, чем на месторождениях с кальцит-смолковой ассоциацией.

Геохимические особенности процесса рудоотложения

Анализ имеющихся данных указывает на изменение состава растворов во времени. Так, образование кварц-сульфидных жил сопровождалось замещением вмещающих пород кварцем и сульфидами, выносом из них щелочей, щелочных земель и алюминия, что характерно для процесса кислотного выщелачивания. Кислые растворы, из которых отлагались минералы кварц-сульфидной стадии минерализации, содержали высокие концентрации железа, сульфидной серы и мышьяка. Концентрация серы при этом возрастала к концу формирования жил, на что указывает смена магнетита и пирротина пиритом. Присутствие мышьяка в форме аниона в арсенопирите подчеркивает восстановительную обстановку в растворах. В конце формирования жил этой стадии появляется анкерит, отложение которого свидетельствует о возрастании роли углекислоты.

Растворы, из которых сформировались жилы и прожилки молибденит-смолковой стадии минерализации, помимо урана и молибдена содержали сульфидную серу, железо и небольшое количество свинца, цинка и других металлов. О значительной роли сульфидной серы в растворах, привносивших уран и молибден, говорит совместное развитие в ураноносных прожилках тонкодисперсного дисульфида молибдена-иордизита, пирита и марказита. Марказит обладает некоторым дефицитом серы по сравнению с пиритом, что свидетельствует о ее недостатке в рудообразующих растворах. Серы «хватает» на образование сульфида молибдена, обладающего исключительно резко выраженным родством с ней [4], но не всегда достаточно для образования пирита. В некоторых случаях концентрация сульфидной серы возрастает к концу формирования ураноносных прожилков, в результате чего выделяется пирит, часто замещающий марказит. Растворы, переносившие уран и молибден, интенсивно взаимодействовали с ранее отложенными пиритом и арсенопиритом, растворяли их и выносили железо, мышьяк и серу.

Формирование молибденит-смолковых руд представляет собой довольно сложный и длительный процесс, в течение которого каждый из минералов отлагался из раствора неоднократно. Особенно это характерно для урановой смолки и молибденита. В большинстве случаев первым выделялся скрытокристаллический землистый иордизит, содержащий мельчайшие выделения урановой смолки, что свидетельствует о резком пересыщении растворов молибденом в начальные моменты кристаллизации. Поздние генерации молибденита и урановой смолки имеют более крупные размеры и хорошо раскристаллизованы, что указывает на их образование из более разбавленных растворов. Молибденит поздних генераций выделяется в виде сферолитов или чешуйчатых агрегатов, а урановая смолка образует более крупные почки. Увеличиваются и размеры выделений поздних

генераций серицита и кварца. Одновременно с этим происходит и качественное изменение в составе растворов. Из поздних его порций выделяется все меньше молибденита и увеличивается количество дисульфидов железа и арсенопирита.

Карбонат-баритовая стадия минерализации завершает формирование уран-молибденовых месторождений этой группы. Она резко отличается от предыдущих стадий минерализации по своим геохимическим особенностям. Отличие прежде всего заключается в значительном возрастании роли углекислоты, благодаря чему карбонаты кальция, магния и железа являются главными минералами этих жил. Кроме того, в отличие от ранних стадий карбонат-баритовые жилы и прожилки образуются в условиях относительно высокого кислородного потенциала, в связи с чем в них появляется большое количество барита. Об этом же свидетельствует и широкое развитие блеклых руд, в которых мышьяк, как известно, присутствует в виде трехвалентного катиона, т. е. в более окисленной форме по сравнению с арсенопиритом, весьма характерным для ранних стадий минерализации.

Отмеченные выше геохимические различия гидротермальных образований, принадлежащих различным стадиям минерализации, свидетельствуют о прерывистом характере общего процесса рудообразования, что особенно подчеркивалось С. С. Смирновым [41] и А. Г. Бетехтиным [4].

Сравнение форм выделения минералов досмолковых и послесмолковых стадий минерализации с формами выделения минералов молибденит-смолковой стадии показало, что для последних характерны следующие особенности:

1) широкое развитие тонкодисперсного рентгеноаморфного иордизита и таких же тонких смесей этого минерала с урановой смолкой и некоторыми другими минералами, а также развитие тонкокристаллического кварца;

2) чрезвычайно широкое проявление почковидных образований с радиально-лучистым внутренним строением. Такие формы выделения характерны не только для урановой смолки, но также и для подавляющего большинства сульфидов: молибденита, пирита, марказита и сфалерита;

3) относительно широкое развитие скелетных дендритовидных форм, характерных главным образом для галенита.

Как уже указывалось, образование иордизита — минерала с чрезвычайно малой величиной кристаллических зерен — свидетельствует о том, что он отлагался в условиях резкого пересыщения растворов молибденитом.

Менее понятно широкое развитие почковидных сферолитовых форм выделения различных минералов в прожилках с урановой смолкой. Исследования последних лет [9, 10, 28, 36] свидетельствуют о том, что подобные образования возникают в результате расщепления кристаллов в процессе роста. Расщеп-

ление кристаллов может начаться как в конце образования кристалла, так и в самом его начале. Причины расщепления кристаллов в настоящее время недостаточно ясны, однако большинство исследователей считают, что расщепление происходит или в результате резкого пересыщения растворов во время их кристаллизации или под влиянием различных примесей. А. В. Шубников [47] пришел к выводу, что сферолиты могут возникать не только при расщеплении, но и в вязких жидкостях из скопления кристаллических зародышей в результате роста каждого из них только в одном направлении по закону геометрического отбора. Подобные сферолиты характеризуются изотропным нетекстурированным ядром.

Скелетные дендритовидные формы кристаллов, весьма характерные для ассоциирующего с урановой смолкой галенита, по-видимому, образуются в вязкой среде, в которой затруднена циркуляция растворов.

Все отмеченные особенности форм выделения минералов моллибденит-смолевой стадии минерализации свидетельствуют о кристаллизации их в условиях резкого пересыщения растворов. Возможно, что именно поэтому на описанных месторождениях реакции растворов с ранее отложившимися минералами проявляются относительно слабо.

ГЛАВА III

ШТОКВЕРКОВЫЕ УРАН-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ КИСЛЫХ ИНТРУЗИВАХ

1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Месторождения этой группы располагаются в пределах геосинклинальных блоков, которые отличаются повышенной стабильностью, почти полным выпадением стадии развития первичной геосинклинали и мощным развитием двух последних стадий.

Рудные поля, где развиты штокверковые месторождения в субвулканических интрузивах, имеют отчетливо выраженное двухэтажное строение.

При детальном картировании рудных полей обнаруживается широкое развитие в них субвулканических интрузивов, неков и даек, размещение которых находится в тесной связи с крупными разрывами, развивающимися вблизи жерловых участков или по границам кальдер обрушения.

В изученных районах магматическая деятельность завершается серией малых интрузивов и даек гранитного, граносиенитового или монзонит-сиенитового составов. Обычно интрузивы имеют лакколитовую и воронкообразную форму и сложное строение. Они нередко образуют значительные по площади тела, достигающие десятков и сотен квадратных километров в плане. Мощности пологозалегающих частей этих интрузивов измеряются сотнями метров, а иногда достигают 2 км при незначительных поперечных сечениях «корневых частей» (сотни и первые тысячи квадратных метров), которые часто имеют форму штоков и даек.

Уран-молибденовые гидротермальные месторождения располагаются непосредственно в пределах кислых субвулканических интрузивов и близки к ним по возрасту (рис. 21).

Вся совокупность эффузивно-пирокластических и интрузивных пород представляет собой образования, которые по своему структурному положению соответствуют среднему и верхнему ярусам, причем границы между ними обычно устанавливаются с большими трудностями. Образования нижних ярусов вследствие повышенной стабильности блоков в разрезах почти полно-

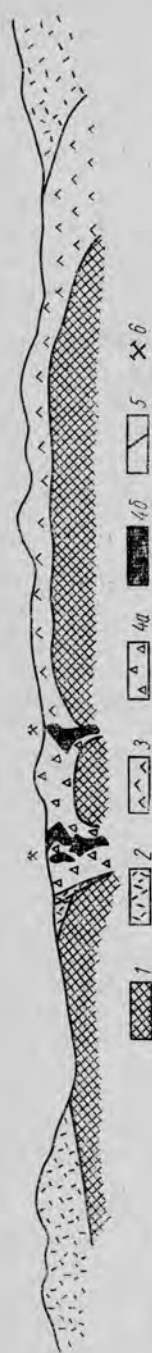


Рис. 21. Геологическое положение уран-молибденовых месторождений в субвулканическом интрузиве кислых пород: 1 — породы нижнего структурного этажа; 2-3 — образования верхнего структурного этажа; 4 — ранние эффузивно-пирокластические отложения андезит-лапаритового состава; 5 — породы лавобрекчий — лапариты, глаукофилиты, глаукофилиты, глаукофилиты; 6 — породы «корневых частей» интрузива (а — лавобрекчий, б — лапариты, в — глаукофилиты); 7 — крупные тектонические швы; 8 — уран-молибденовые месторождения.

стью отсутствуют. На глубоко эродированной поверхности складчатого основания и среднего структурного этажа практически горизонтально залегают континентальные отложения, которые уже относятся к образованиям полуплатформенного этажа.

Исключительно большую роль в структурах рудных полей играют крутопадающие и пологие тектонические разрывы. По своему пространственному положению крупнейшие крутопадающие разрывы обнаруживают закономерную ориентировку относительно выступов более древних пород и как бы обрамляют их по периферии, подчеркивая блоковую структуру полей. По наиболее крупным долгоживущим разломам устанавливаются многократные перемещения эффузивно-осадочных отложений. Амплитуды этих перемещений затухают по мере развития вулканической деятельности и формирования субвулканических интрузивов. Нередко в зонах разломов сохраняются протяженные крутопадающие пластины осадочных пород, принадлежащие нижнему этажу. Среди эффузивов верхнего этажа эти разломы проявлены в виде серии сближенных сбросов, амплитуды перемещения по которым не превышают первых сотен метров. Вдоль них развиты лишь поздние дайки кислых и основных пород, а также тонкие прожилки кварц-карбонат-сульфидного состава. На участках, где такие разломы пересекают субвулканические интрузивы, они бывают полностью залечены телами кластолав кислого состава, в которых практически отсутствуют следы тектонических нарушений. Таким образом, устанавливается, что эти разломы не испытывали существенных подновлений после внедрения субвулканических интрузивов и даек.

Другие крупные долгоживущие разломы не только играли существенную роль в распределении малых интрузий и даек, но и определяли положение более поздних гидротермальных образований.

Они прослеживаются в различных структурных этажах, среди вулканогенно-осадочных и интрузивных пород. Устанавливается, что перемещения по ним происходили многократно, при сохранении общей направленности движения блоков. Сопоставление геологических разрезов эффузивно-осадочных пород висячих и лежащих блоков разломов показывает, что наибольшие сбросовые перемещения устанавливаются по слоям нижних частей разрезов. Так, например, в одном из районов туфы кислых пород, принадлежащие к средним частям разрезов, смещены по вертикали примерно на 100 м, а липаритовые лавы верхних частей — только на первые десятки метров. Весьма характерно, что вдоль разломов располагаются многочисленные неэквивалентные и дайкообразные тела кислых пород, представляющие собой жерловые фации поздних эффузивов, а также дайки лампорфиров, диабазов и гидротермальные образования.

В субвулканических интрузивах подобные разломы прослеживаются в виде серий тонких сближенных трещин, расположенных кулисообразно, по которым не отмечается заметных перемещений пород. Вместе с тем их детальное изучение показывает, что именно такие разломы играли роль подводящих каналов для магматических расплавов, так как внутри них (на продолжении разломов) устанавливаются сложные по морфологии и многофазные тела кластолав и эруптивных брекчий. Здесь же располагаются гидротермально-метаморфизованные породы и рудная минерализация.

Кроме отмеченных долгоживущих разломов в образованиях верхних ярусов исключительно широко проявлены разломы, сформировавшиеся в основном в послепостинтрузивное время. Такие разломы по пространственной ориентировке нередко совпадают с поясами региональных даек кислых и основных пород и отчетливо проявляются в период гидротермальной деятельности. По ним отмечаются лишь незначительные сбросовые перемещения контактов эффузивных и интрузивных пород, за редкими исключениями превышающие первые десятки метров. Морфологически такие разломы бывают представлены одним или несколькими тектоническими швами, которые в породах складчатого основания представлены компактными тектоническими поверхностями, сопровождаемыми глиной трения и катаклазированными породами. В молодых субвулканических интрузивах они расщепляются на серии тектонических трещин, кулисообразно заходящих одна за другую. Около разломов в этих случаях также широко проявлены сопряженные и оперяющие трещины, вдоль которых развиваются дайки диабазов, гранофиров и других пород, ориентированные обычно под острым углом относительно главных тектонических швов. К отдельным участкам субвулканических интрузивов, расположенным вблизи от подобных разломов, тяготеет промышленное уран-молибденовое оруденение. Особенно часто оруденелыми оказываются породы, принад-

лежащие «корневым частям» кислых субвулканических интрузивов.

Как среди субвулканических интрузивов, так и во вмещающих их эффузивных породах часто встречаются пологопадающие разрывы:

а) межформационные крупные разрывы, развивающиеся в эффузивно-осадочных породах, заложенные до внедрения поздних субвулканических интрузивов;

б) крупные разрывы, развивающиеся в пределах интрузивов по границам пород, принадлежащим различным фазам;

в) мелкие пологие трещины, развитые в интрузивах (и особенно широко около крупных крутопадающих разрывов), представляющие собой подновленные трещины отдельности.

Разрывы первой группы обычно появляются в периферических зонах рудных полей, окружающих центральные части вулканических аппаратов. Они развиваются по границам литологических разностей эффузивов, преимущественно по контактам средних и кислых пород или вдоль слоев, сложенных туфогенно-осадочным материалом. Такие разрывы, несомненно, были заложены до внедрения субвулканических интрузивов. По своему строению они практически не отличаются от крупных крутопадающих разрывов и бывают представлены сериями мощных тектонических швов, с глиной трения и признаками катаклаза. Мощности зон катаклаза на отдельных участках составляют десятки метров. Поверхности тектонических швов неровны и часто совпадают с первичными контактовыми поверхностями пород. Амплитуды перемещения по ним не превышают первых десятков метров и обнаруживают надвиговый характер. После внедрения интрузивов вдоль пологих разрывов отмечается подновление тектонических структур. Амплитуды послеинтрузивных перемещений не превышают первых метров. В зонах таких разрывов иногда отмечаются пологие дайки диабазов и более поздние по отношению к ним карбонатные и карбонат-сульфидные прожилки. На отдельных участках встречается в них уран-молибденовая минерализация.

Пологие разрывы второй группы обычно располагаются в субвулканических интрузивах, в пограничных зонах пород, сформированных в различные фазы внедрения магматических расплавов. Особенно благоприятны в этом отношении контактовые зоны пород, существенно отличающихся по своим физико-механическим свойствам. Обычно такие разрывы развиваются вблизи «корневых частей» лакколитовых интрузивов, где они из крутого залегания переходят в пологое. Морфологически они существенно отличаются от пологих разрывов первой группы и представлены чаще всего серией линейно выдержанных тектонических плоскостей, около которых встречается маломощная тектоническая глина. Такие плоскости образуют в целом зоны пологих трещин общей мощностью 10—12 м.

Мелкие пологие трещины имеют исключительно широкое распространение в пределах интрузивов. Чаще всего они представляют собой пологие трещины отдельности, возникшие в процессе остывания интрузива, которые подновлялись при перемещениях по крупным крутопадающим разрывам. Наиболее интенсивно такие трещины развиваются в зонах контактов пород, принадлежащих различным интрузивным фазам.

В пределах рудных полей штокверковых уран-молибденовых месторождений отчетливо проявлен гидротермальный метаморфизм вмещающих пород, с которым связано образование многочисленных жил и прожилков различного состава. Кроме уран-молибденовых жил и прожилков в некоторых рудных полях выделяются не имеющие промышленного значения барит-карбонат-полиметаллические, а также прожилково-вкрапленные халькопиритовые гидротермальные образования, приуроченные ко вторичным кварцитам.

Изучение соотношений гидротермальных образований между собой и с поздними дайками основных и кислых пород показывает, что все они сформировались в последайковое время, в различные стадии единого рудного процесса. Чаще всего они разобщены пространственно и реже встречаются на одном месторождении. Весьма характерно, что уран-молибденовые рудные тела тяготеют к основанию верхнего структурного яруса и располагаются лишь в кислых субвулканических интрузивах, в то время как барит-флюорит-полиметаллические жилы и халькопиритовые прожилки локализуются в эффузивных породах верхнего яруса или в более древних батолитовых интрузивах. Уран-молибденовые рудные залежи образуют неправильные и линейные штокверки различных размеров.

Многочисленные анализы урановой смолки, флюорита и некоторых других минералов [32, 35] указывают на присутствие в них весьма характерных примесей — циркония, бериллия и иттрия. Эти же примеси встречаются в аксессуарных минералах, входящих в состав рудовмещающих субвулканических интрузивов, что указывает на общность магматического очага, из которого происходило внедрение интрузивных масс и отщепление гидротермальных эманаций.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ

Рудные тела уран-молибденовых месторождений, приуроченные к субвулканическим интрузивам кислых пород, чаще всего имеют штокверковое строение. Форма штокверков, их размеры и положение существенно зависят от морфологических особенностей рудовмещающих интрузивных тел и разрывных нарушений.

Обычно наиболее крупные тела располагаются в небольших интрузивах, выполняющих зоны крупных долгоживущих раз-

ломов. В таких случаях значительная часть интрузива является оруденелой, а форма рудных штокверков практически соответствует форме интрузивов. Другие, более мелкие рудные тела располагаются около «корневых частей» субвулканических интрузивов, пересеченных тектоническими разрывами. Рудные тела таких месторождений чаще всего представлены линейно-трещинными зонами штокверкового строения, форма которых определяется тектоническими разрывами и положением контактов рудовмещающих пород.

Рудные тела, представленные сложными штокверками, чаще всего имеют форму крутопадающих столбов, которые залегают в основном лишь в интрузивах и значительно реже встречаются во вмещающих породах. Рудовмещающие интрузивы обычно располагаются среди эффузивных пород среднего и кислого составов, которые полого залегают на складчатом основании и на интрузивах среднего яруса. В них встречаются пологие послонные срывы, которые развиваются чаще всего вдоль контактов разновозрастных толщ. В формировании рудовмещающих интрузивов они играли немаловажную роль, так как именно вдоль таких разрывов происходило внедрение магматических расплавов, предопределившее лакколитовую форму интрузивов.

Интрузивные тела имеют несогласное (крутое и секущее) залегание среди пород нижней части разреза и залегают полого и согласно с вмещающими породами в верхней его части. Рудовмещающими для оруденения являются чаще всего интрузивы, представленные многофазными образованиями, но встречаются рудные тела и в интрузивах, возникших в процессе однократного внедрения магматических расплавов. В обоих случаях интрузивы формируются на незначительных глубинах от поверхности (порядка 600—100 м) под покрывкой вулканогенных отложений.

В одном из изученных сложных интрузивов наиболее ранними породами являются кластолавы и лавобрекчии липаритов, представляющие собой жерловые фации эффузивных пород. В верхней части интрузивов они слагают значительные площади, а на нижних горизонтах образуют небольшие неокровые тела округлой формы, падающие согласно с падением главного разлома. Более поздние липариты встречаются лишь в верхних частях месторождения и располагаются под кластолавами липаритов. Завершают формирование сложного интрузива граносиенит-порфиры, которые располагаются непосредственно под липаритами предшествующей фазы интрузии. В целом интрузив образует грибообразное тело, переходящее по падению в дайкообразную залежь, которая сменяется на глубине изометрическим штоком. В пределах интрузива и около него широко развиты дайки лампрофиров, сиенит-порфиров и более поздних диабазов. Лампрофиры и сиенит-порфиры располагаются в зоне

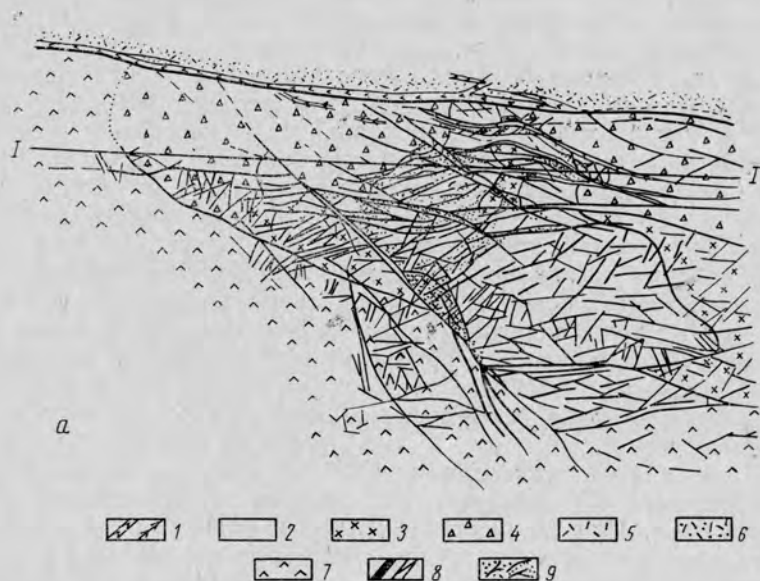
главного разлома и вытянуты согласно с общим направлением простираения интрузива. Большая часть диабазов также ориентирована согласно с направлением главного разлома и интрузива, но отдельные дайки располагаются под острым углом к разлому и имеют как крутое, так и пологое залегание.

Весьма характерно, что отмеченные выше особенности строения рудовмещающего интрузива в значительной степени определяют ориентировку трещин отдельности и более поздних небольших тектонических швов. Детальное изучение трещинной структуры интрузива показывает, что наиболее распространенными являются так называемые поперечные трещины отдельности, которые возникают в процессе остывания интрузива и ориентированы вкрест основного направления перемещения магматических расплавов. Указанные трещины не всегда совпадают по ориентировке с трещинами, развитыми во вмещающих породах. После становления интрузива трещины отдельности испытали существенные подновления, при которых исключительно ярко проявилась унаследованность ориентировки, сохранившаяся и в период послемагматической гидротермальной деятельности. В пологой части интрузива подавляющее большинство трещин простирается согласно с общим направлением его длинной оси, почти под прямым углом относительно его контактов навстречу падению интрузива. Значительно меньшее число трещин (преимущественно около контактов) ориентировано почти параллельно или под острым углом по отношению к ним. В той части, где интрузив имеет форму склоняющегося дайкообразного тела, трещины первичной отдельности представлены поперечными трещинами, которые простираются почти вкрест дайкообразного тела и падают навстречу его склонению под углами $45-60^\circ$. В этом случае трещины в плане ориентированы несколько косо по отношению к контактам, но почти перпендикулярно геометрической оси интрузива. Другая, меньшая часть трещин отдельности в этой части интрузива совпадает с направлением его контактов. В пределах нижней, штокообразной части интрузива пологопадающие поперечные трещины имеют значительно меньшее распространение, а шире развиты вертикальные трещины, совпадающие по направлению с ориентировкой контактов интрузива.

Более крупные тектонические разрывы развиваются в основном в контактовых зонах интрузива. Среди них выделяются пологие и крутые швы. Некоторые пологие разрывы были заложены еще в доинтрузивное время и после внедрения интрузивных масс испытали значительные подновления. Амплитуда перемещения по ним даек диабазов не превышает первых метров. Лежащий бок поверхности разрыва погружается согласно со склонением интрузива и имеет несколько резких перегибов, вероятно, обусловленных формой поверхности его лежащего бока. При этом углубления и выступы имеют в плане отчетливый ли-

нейный характер и ориентированы на участке, примыкающем к главному разлому согласно с ним, а на некотором удалении — под острым углом к нему. Висячем боку пологого разрыва трещины значительно подновлены и сформировались новые, сопряженные с ними трещины скалывания и трещины отрыва.

Кроме пологих разрывов эффузивные породы и породы интрузива пересекаются несогласными крутыми разломами, по наиболее крупным из них устанавливаются многократные перемещения в процессе образования эффузивов и позднее при внедрении интрузива, даек и гидротермальной деятельности. Перемещения по таким разломам затухали во времени и имели сбросовый характер. Подновление трещин отдельности и образование новых трещин рудного штокверка в значительной степени связано с перемещениями по главному и другим крутопадающим разломам. Сочетание разнонаправленных крутопадающих и пологих разрывов образует отчетливую «блоковую структуру» месторождения, отдельные части которого отличаются не только формой и размерами рудных штокверков, но и тектоническими условиями их образования. Как указывалось выше, ориентировка трещин отдельности в различных частях интрузива неодинакова. При перемещениях по крутым и пологим разрывам в период рудообразования указанные трещины на верхних горизонтах месторождения попадали в положение трещин отрыва, а на нижних — в положение сопряженных взбросов, что несомненно создавало неодинаковые условия рудоотложения. Если учесть, что на подобных месторождениях основные рудные тела располагаются в интрузивах, то отмеченные выше различные тектонические условия формирования рудного штокверка несомненно сыграли важную роль в распределении оруденения по вертикали. Обычно на верхних горизонтах месторождения, в пределах пологих частей рудовмещающих интрузивов, рудные тела имеют форму пологих залежей штокверкового строения, поперечные размеры которых в плане в десятки раз превышают мощность. Нижние поверхности таких залежей практически совпадают с контурами крупных пологих разрывов и контактов интрузива, в то время как верхние границы являются весьма сложными по форме. Здесь отмечаются резкие выступы рудных контуров, обусловленные развитием оруденения вдоль крупных тектонических швов в висячем боку пологих разрывов (рис. 22, а и б). Детальное изучение внутреннего строения рудных штокверков в этой части месторождения показывает, что рудные трещины обычно являются слепыми, выклиниваются на коротких расстояниях по падению и простираению. Статистическая обработка данных по их ориентировке показывает, что 75—80% их общего количества совпадает с ориентировкой поперечных трещин отдельности, которые в период рудообразования попадали в положение оперяющих трещин отрыва при перемещениях по главному разлому и пологим



Разрез I-I

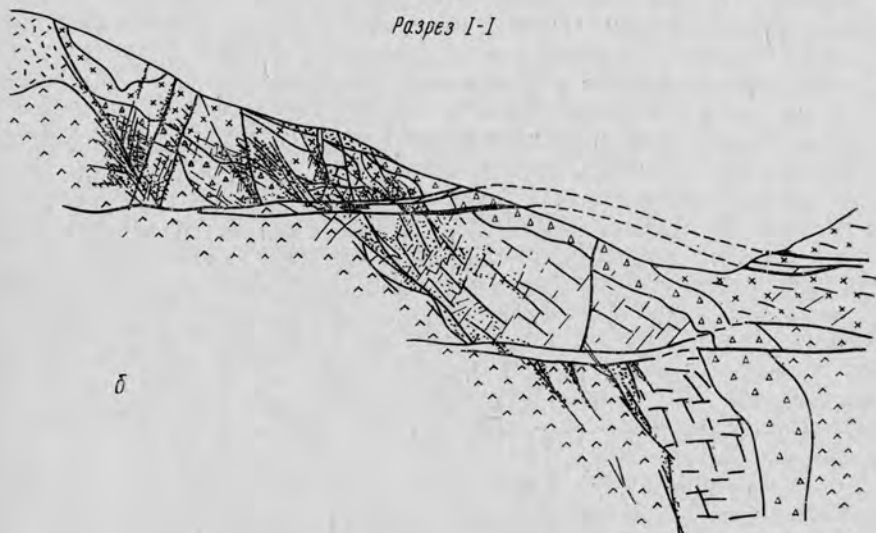


Рис. 22. План (а) и разрез (б) штокверкового месторождения, приуроченного к многофазному субвулканическому интрузиву (по Б. Л. Рыбалову и Н. П. Лаверову):

1 — дайки диабазов и лампрофиров; 2—4 — породы интрузива (2 — граносениит-порфиры; 3 — липариты; 4 — кластолавы и лавобрекчии липаритов); 5 — псаммитовые туфы кислых пород; 6 — туфогенные песчаники, аргиллиты; 7 — андезиты, дациты, их туфы; 8 — крупные разрывы и мелкие трещины; 9 — рудные тела.

разрывам. Такая преимущественная приуроченность рудных прожилков к трещинам отрыва определяется благоприятными условиями рудоотложения, так как именно эти трещины находились в состоянии большего приоткрывания по отношению к другим. Участки с наиболее богатым оруденением располагаются в местах, где рудовмещающий интрузив резко изменяет условия залегания и переходит в грибообразную залежь, чаще всего непосредственно над крупными пологими разрывами или между сходящимися тектоническими швами, где интенсивно проявлена мелкая трещиноватость.

В верхних частях подобных месторождений среди вмещающих эффузивных пород кроме штокверков встречаются и жильные рудные тела, залегающие в тектонических швах, образование которых связано с перемещениями по пологим разрывам. Рудные столбы в пределах таких швов локализируются на участках относительного их приоткрывания в связи со сбросовыми перемещениями.

В средних частях месторождений рудные тела имеют форму выдержанных на глубину крутопадающих столбов штокверкового строения. Они локализируются в контактовых зонах интрузива и имеют значительно меньшие площади поперечного сечения в плане по сравнению с пологими залежами верхних горизонтов месторождения. Большинство рудовмещающих трещин простирается под острым углом к главному разлому и совпадает по ориентировке с трещинами отдельности; другая значительная часть ориентирована параллельно главному разлому. Обращает на себя внимание связь основного оруденения с пологими взбросо-сдвигами, в то время как крутые трещины обычно безрудны. По-видимому, это связано с тем, что именно такие трещины находились в состоянии приоткрывания по отношению к другим. В средних частях месторождений кроме штокверков встречаются жильные рудные тела, которые контролируются небольшими тектоническими швами, развитыми в контактных зонах интрузива и даек диабазов. Участки с наиболее богатым оруденением располагаются в местах развития мелких трещин, в непосредственной близости от главного разлома, а также в контактах интрузива и вмещающих пород между сходящимися тектоническими швами. Строение подобных «структурных рудных ловушек» показано на рис. 23.

В нижних частях месторождения рудные тела представлены единичными мелкими жилами и трещинными зонами. Они, как правило, располагаются в контактовой зоне интрузива и вмещающих пород, нередко непосредственно в главном разломе и сопряженных с ним трещинах по контактам даек диабазов.

Таким образом, для рудных штокверков характерно неравномерное распределение оруденения по вертикали, а также существенное изменение морфологии и внутреннего строения рудных тел в зависимости от глубины, связанное с изменением фор-

мы рудовмещающего интрузива и тектонических условий в период рудообразования.

От рудных штокверков столбообразной формы несколько отличаются рудные тела, приуроченные к крутопадающим, сложно построенным линейным зонам дробления и трещиноватости пород. Рудные тела этого типа известны лишь в породах

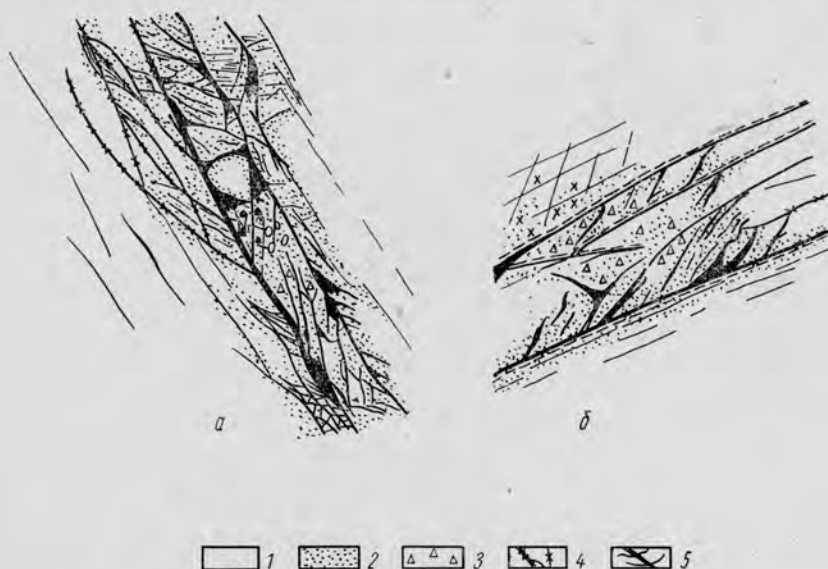


Рис. 23. «Структурные ловушки» богатого оруденения (по Б. Л. Рыбалову):

a — разрез; *б* — план; 1 — граносиенит-порфиры; 2 — околорудное покраснение пород; 3 — брекчии с рудным цементом; 4 — тектонические швы с хлоритизированной глиной трения; 5 — мелкие рудные трещины и прожилки.

субвулканических интрузивов и отсутствуют во вмещающих эффузивах. Они приурочены к контактам пород, принадлежащих различным фазам интрузии, и к зонам крупных тектонических разрывов, пересекающих эти породы. Морфологические особенности этих рудных тел зависят от формы рудовмещающих интрузивов и положения их контактов, а также от ориентировки трещин отдельности и особенностей строения крупных тектонических разрывов. В качестве примера ниже рассматривается группа подобных тел, расположенных на контакте интрузивов граносиенит-порфиров с кварцевыми порфирами (рис. 24). Рудовмещающие тела граносиенит-порфиров располагаются, как правило, в корневых частях субвулканических интрузивов и приурочены к зонам крупных региональных разломов. На нижних горизонтах тела граносиенит-порфиров, так же как и в предыдущем случае, имеют форму крутопадающих

даек, вытянутых вдоль зон доинтрузивных разломов. Вверх по разрезу мощность этих тел обычно увеличивается, углы падения контактов уменьшаются и интрузивы приобретают форму пологих залежей. Тела граносиенит-порфиров пересекаются серией тектонических швов, сопровождающихся дайками диабазов и фельзитов. Большинство рудных тел размещается в блоках между крупными тектоническими швами и локализуется в опе-

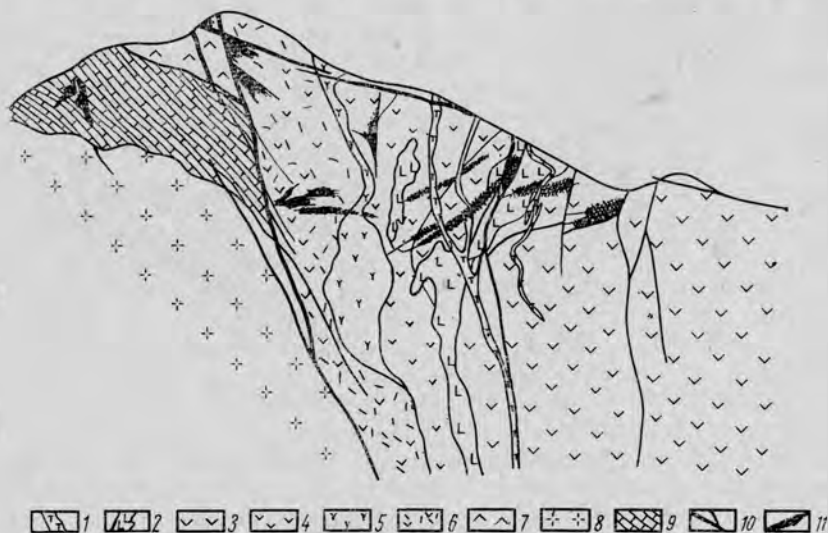


Рис. 24. Геологический разрез месторождения, образованного сложными трещинно-жильными рудными зонами (по А. В. Канцелю и Н. П. Лаврову):

1 — дайки диабазов. Породы интрузива; 2 — граносиенит-порфиры; 3 — липариты, гранит-порфиры; 4 — кластические липариты; 5 — фельзиты и фельзит-порфиры; 6 — кластолавы и лавобрекчии липаритов. Вмещающие породы; 7 — туфы дацитов; 8 — гранитоиды нижнего этажа; 9 — известняки; 10 — тектонические швы; 11 — рудные тела,

ряющих трещинах. Подавляющая часть оруденения при этом сосредоточена в эндоконтакте граносиенит-порфиров.

Рудовмещающие нарушения обычно представляют собой зоны дробления, ограниченные тектоническими плоскостями с глиной трения. Рудные минералы (урановая смолка, карбонат, черни и сульфиды молибдена, свинца и цинка) образуют мелкие прожилки и гнезда в трещинах отрыва, а также в местах пересечения отдельных трещин, их сочленения и изгибания. В пределах таких участков породы интенсивно брекчированы и сцементированы агрегатом сульфидов, карбонатов и смолки. Иногда тектонические плоскости, ограничивающие зону раздробленных пород, отсутствуют, и рудовмещающая структура представляется в виде серии пологопадающих трещин, расположенных кулисообразно на расстоянии 2—15 см друг от друга.

Иногда внутри подобной зоны трещиноватости отмечается один или два ведущих шва с глиной трения мощностью до 5 см. В пределах рудной зоны развито, кроме того, несколько систем крутопадающих трещин, которыми породы разбиты на «плитки», сцементированные агрегатом урановой смолки, сульфидов, карбонатов и других минералов.

На верхних горизонтах рудные тела имеют, как правило, значительную мощность, хотя и характеризуются весьма неравномерным распределением оруденения. Отдельные промышленные интервалы чередуются здесь с бедными участками, которые встречаются в виде пятен внутри контуров рудного тела. Штокверковые зоны следуют вдоль контактов штока граносиенит-порфиров и детально повторяют все изгибы и неровности контактов. Элементы залегания рудных тел в верхних частях разрезов также характеризуются большой изменчивостью. Пример подобного рудного тела приведен на рис. 25. В его строении большую роль играют пологие трещины, вместившие основные количества смолковых прожилков. Меньшая часть прожилков локализуется в мелких крутопадающих трещинах, среди которых по ориентировке обычно выделяется две-три системы. Подавляющая часть этих трещин является первичными трещинами отдельности, которые, возникнув в период остывания массива граносиенит-порфиров, в дальнейшем испытали подновление в связи с тектоническими подвижками вдоль крупных разломов, попадая по отношению к ним в положение оперяющих трещин отрыва. Ориентировка их зависит от формы интрузивного тела граносиенит-порфиров.

По мере увеличения глубины рудные тела переходят в оруденелые трещинно-жильные зоны. Они становятся более выдержанными по простиранию и нередко отходят от контактов гра-

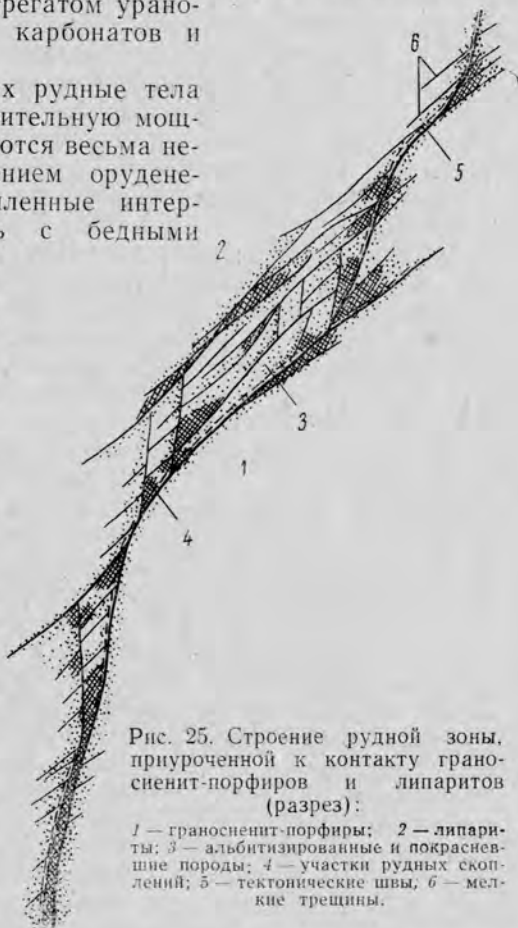


Рис. 25. Строение рудной зоны, приуроченной к контакту граносиенит-порфиров и липаритов (разрез):

1 — граносиенит-порфиры; 2 — липариты; 3 — альбитизированные и покрасневшие породы; 4 — участки рудных скоплений; 5 — тектонические швы, 6 — мелкие трещины.

носиенит-порфиров. Углы падения рудных тел увеличиваются до 60—70°, а иногда до 80—90°. Отдельные промышленные интервалы, отмеченные на верхних горизонтах, по мере погружения сливаются, их длина увеличивается, но мощность сокращается. Обогащенные участки локализуются в местах сочленения рудоконтролирующих разрывов с оперяющими нарушениями, в местах их пересечения, а также искривлений по падению или простиранию. Таким образом, для рудных тел, приуроченных к крутопадающим зонам дробления, и повышенной трещиноватости пород весьма характерна структурная вертикальная зональность, выражающаяся в постепенном изменении с глубиной морфологии, внутреннего строения и особенностей локализации оруденения.

Помимо зон контактов граносиенит-порфиров, подобные же рудные тела тяготеют к границам раздела пород различных фаций и фаз субвулканического массива кварцевых порфиров. В этом случае оруденение нередко располагается в висячем или лежащем боку даек диабазовых порфиритов, которые служат своеобразным экраном, ограничивая распространение оруденения на флангах.

Отдельную группу составляют рудные тела, располагающиеся в пологих тектонических зонах. Наиболее часто они встречаются среди кластолав и лавобрекчий липаритов вблизи их контакта с гранит-порфирами и фельзит-порфирами. Все эти интрузивные тела близки по возрасту и располагаются в пределах корневых зон субвулканических интрузивов, вытягиваясь в виде полос по направлениям глубинных разрывов.

Приуроченные к ним пологие рудные тела образуют многоярусные рудные зоны, которые в плане располагаются по периферии сложных экструзивных тел кластолав, а в разрезе — на участках, где их контакты изменяют крутое залегание на пологое. Чаще всего в пределах таких тел устанавливается несколько своеобразных контактных ступенек, «карнизов», к которым и тяготеют пологие трещинно-рудные зоны.

Некоторые пологие рудные тела тяготеют к контактам различных фациальных разновидностей кварцевых порфиров, принадлежащих одному и тому же субвулканическому интрузиву.

Во всех случаях пологие рудовмещающие трещины представляют собой трещины скалывания, сопряженные с крутопадающими тектоническими разрывами, хорошо проявленными в период рудоотложения. Обычно они тяготеют к одному или нескольким пологим тектоническим швам, которые сопровождаются многочисленными оперяющими трещинами и часто заполнены глиной трения. Тектонические перемещения вдоль этих швов не превышали первых метров, происходили главным образом в предрудное время и носили надвиговый характер. Распределение оруденения в пологих разрывах и трещинных зонах, так же как и в крутых, крайне неравномерное. Рудные жил-

ки приурочиваются к коротким, слепым трещинам, которые в период рудообразования находились в состоянии относительно приоткрывания по сравнению с другими, безрудными трещинами. Урановая смолка и черни локализируются в виде тонких прожилков в плоскостях мелких опеляющих трещин, а вместе с серицитом и карбонатами образуют цемент тектонических брекчий. Обогащенные участки внутри пологих рудных тел приурочены к местам сочленения отдельных пологих трещин, пересечения их с крутопадающими тектоническими швами, а также к местам их горизонтального залегания.

Помимо описанных выше рудных тел в пределах штокверковых уран-молибденовых месторождений встречаются небольшие рудные тела, расположенные непосредственно в зонах крупных тектонических разрывов или в отдельных, сопряженных с ними трещинах скалывания.

Для большинства рудных тел характерны прожилковые, брекчиевые и другие текстуры руд, которые свидетельствуют о формировании их в процессе заполнения приоткрывающихся трещин. На отдельных месторождениях были отмечены участки развития непромышленного вкрапленного оруденения, чаще всего на нижних горизонтах месторождений в контактах кластолав липаритов и гранит-порфиров. Изучение контактов этих пород показало, что кластолавы в зоне контакта характеризуются повышенной эффективной пористостью. Однако вкрапленные руды развиты в них только на тех горизонтах, где количество приоткрытых трещин в момент рудообразования было сравнительно невелико.

3. ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ И ФОРМЫ СВЯЗЕЙ ЕГО С СУБВУЛКАНИЧЕСКИМИ ИНТРУЗИВАМИ

Данные об относительном возрасте уран-молибденового оруденения и его формах связей с субвулканическими интрузивами получены в результате детальных исследований возрастных взаимоотношений различных даек и рудных прожилков. Установлено, что развитые в рудоносных районах дайковые комплексы представляют собой серии даек регионального распространения. Они пересекают все породы, принадлежащие субвулканическим интрузивам, и пространственно не связаны с ними. Такие дайки образуют протяженные пояса (вытянутые на много километров), в пределах которых встречаются десятки и сотни даек различной мощности. На уран-молибденовых месторождениях встречаются и единичные дайки, которые нередко соприкасаются с рудными телами.

Выяснение возрастных соотношений даек между собой показывает, что диабазы, завершающие магматическую деятельность, внедрялись дважды — до даек кислых пород и после

них. При этом устанавливаются прямые пересечения диабазов диабазами и специфические аутометаморфические изменения поздних диабазов (альбитизация и биотитизация), отличающие их от ранних диабазов. В отдельных случаях наблюдались совместные находения в одной и той же трещине нескольких даек основных и кислых пород. По своему химическому составу кислые породы даек соответствуют аляскитам, а основные — диабазам. Для даек кислых пород характерно значительное преобладание калия над натрием, а также высокое содержание урана, иттрия и тория в породе и в аксессуарных минералах — цирконе и флюорите.

На месторождениях, приуроченных к субвулканическим интрузивам, чаще встречаются дайки диабазов и реже дайки кислых пород, в которых жилы и прожилки уран-молибденовых руд практически отсутствуют, а по данным визуальных наблюдений контуры рудных тел пересекаются дайками диабазов. На основании таких соотношений рудных тел и даек некоторые исследователи считают, что дайки диабазов являются послерудными и что уран-молибденовое оруденение генетически связано с рудовмещающими субвулканическими интрузивами. Однако это мнение не подтверждается результатами многочисленных более детальных наблюдений.

В тех случаях, когда прожилки, слагающие рудные штокверки, не соприкасаются непосредственно с дайками диабазов, но образуют рудные тела, расположенные по обе стороны дайки, сопоставление контуров рудных тел и изучение их внутренней структуры показывает, что оруденение образовалось позже даек. На рис. 26 отчетливо видно, что рудный штокверк висячего бока дайки по своему строению существенно отличается от рудного штокверка лежачего бока. Весьма характерно, что рудовмещающие трещины в висячем боку дайки непосредственно причленяются к тектоническому шву, развитому по ее контуру, и рудное тело в этом случае вытянуто вдоль дайки. В лежащем боку форма рудного тела и его строение не обнаруживают связи с «дайковой» трещиной и рудный штокверк здесь развивается вдоль тектонического шва, рассекающего дайку. При этом вдоль «шва» в дайке встречаются карбонат-хлоритовые прожилки, а диабаз превращен в хлорит-карбонат-пиритовый агрегат. Более подробно изменения диабазов в контакте с рудными прожилками рассмотрены в следующем разделе. Здесь надо отметить, что в отдельных местах отмечаются случаи ограничения рудоносных трещин и штокверковых зон крутопадающими и особенно пологопадающими дайками диабазов, причем оруденение в таких участках располагается вдоль контакта даек и образует раздувы (рис. 27).

Частое отсутствие рудных концентраций в дайках диабазов, по-видимому, является не случайным и связано с их особыми физико-механическими и химическими составами, существенно

отличающимися от свойств кислых пород, в особенности испытавших предварительный гидротермальный метаморфизм. Так,

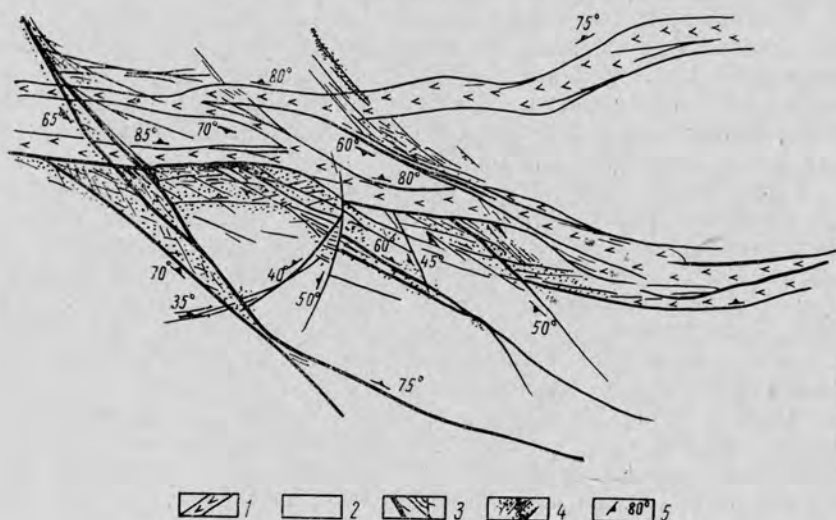


Рис. 26. Строение рудного штокверка, расположенного по обе стороны даек диабазов:

1 — диабазы; 2 — граносиенит-порфиры; 3 — тектонические швы и трещины; 4 — рудная уран-молибденовая минерализация; 5 — элементы залегания даек и трещин.

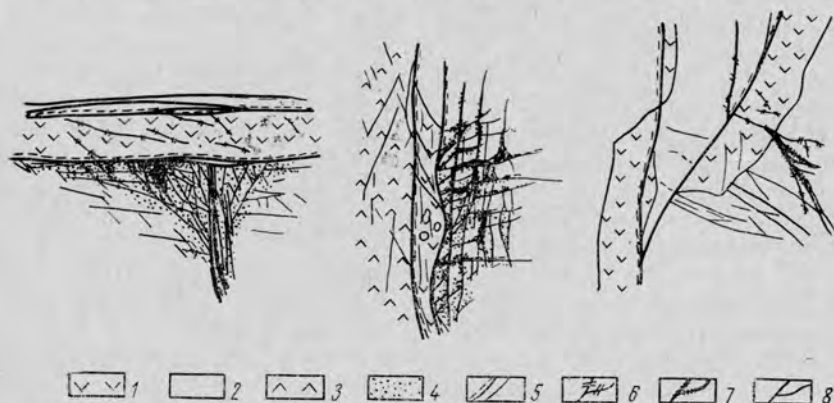


Рис. 27. Экранирование дайками диабазов рудных тел (разрезы по Б. И. Рыбалову):

1 — диабазы; 2 — граносиенит-порфиры; 3 — андезиты; 4 — покрасневшие породы; 5 — тектонические швы; 6 — скопления урановой смолки и сульфидов; 7 — смолковые прожилки; 8 — карбонатные прожилки.

пористость диабазов составляет всего 0,1—0,2% при пористости рудовмещающих пород в несколько процентов. Они отличаются также высокой прочностью на разрыв, что, видимо, обуслови-

вает незначительное появление в них трещин при деформации пород и в результате плохую проницаемость для гидротермальных растворов при рудообразовании.

В дайках кислых пород также практически отсутствуют промышленные рудные тела, но встречаются единичные смолковые прожилки. При этом вмещающие породы около прожилков бывают слабо окварцованы, а на некотором удалении от них альбитизированы, как и в том случае, когда они располагаются в кварцевых порфирах и граносиенит-порфирах.

Приведенные данные о возрастных соотношениях даек с оруденением определенно указывают на значительный промежуток во времени между образованием уран-молибденовых руд и субвулканических интрузивов, в который произошло внедрение серий региональных даек диабазов и гранофилов. Это обстоятельство не позволяет генетически связывать оруденение с рудовмещающими магматическими телами, хотя отмеченные выше геологическое положение и структуры интрузивов и рудных тел, а также их некоторые общие геохимические особенности указывают на единство магматического источника, из которого происходило внедрение интрузивных масс и отделение заваривающих послемагматических рудных растворов.

4. МИНЕРАЛОГ-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В отличие от уран-молибденовых месторождений первой группы промышленное оруденение на месторождениях, связанных с субвулканическими интрузивами, представлено не только молибденит-смолковой, но и другими парагенетическими ассоциациями. Более того, в этих месторождениях молибденит-смолковая парагенетическая ассоциация часто имеет подчиненное значение по сравнению с другими ассоциациями урановой смолки — карбонат-смолковой и сульфидно-смолковой, однако все парагенетические ассоциации урановой смолки развиты в пределах одних и тех же рудных тел и образуются без значительного разрыва во времени.

Минеральный состав руд месторождений этой группы довольно разнообразен. В составе руд встречено до 24 минералов. Главнейшими из них являются: урановая смолка, молибденит, галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, анкерит, кальцит, кварц и хлорит, которые слагают несколько типов прожилков и жил. Некоторые прожилки и жилы близки между собой по минеральному составу и характеризуются одинаковой или близкой последовательностью минералообразования. Такие прожилки не имеют взаимопересечений и иногда переходят один в другой по простиранию или падению, указывая на их одинаковый (или близкий) возраст. Наряду с этим прожилки часто образуют взаимопересечения с образованием брекчиевых и брекчиевидных текстур, в которых обломки представлены минералами пе-

пресекаемых прожилков, а цемент — минералами секущих прожилков.

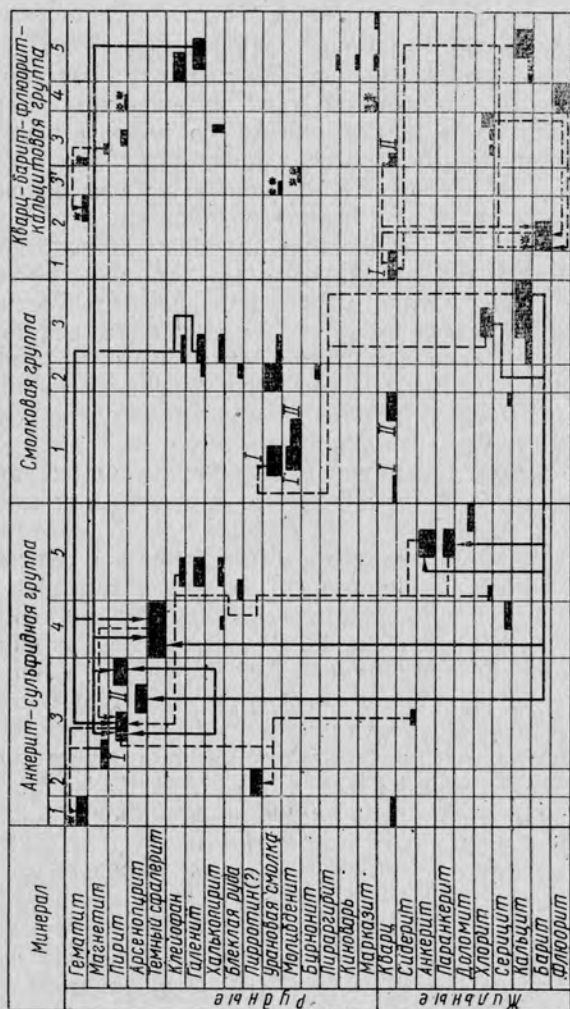
На многих месторождениях этой группы выделяется четыре последовательные стадии гидротермального процесса:

- 1) стадия березитизации вмещающих пород;
- 2) анкерит-сульфидная стадия;
- 3) смолковая стадия;
- 4) кварц-барит-флюорит-кальцитовая стадия.

Процесс березитизации вмещающих пород на месторождениях второй группы проявляется в их интенсивном гидротермальном изменении, в результате которого породы превращаются в кварц-серицитовый агрегат, содержащий вкрапленники пирита. В отличие от месторождений первой группы интенсивно измененные породы пространственно разобщены с участками развития прожилков, но в отдельных случаях наблюдаются отчетливые пересечения березитизированных пород рудными прожилками. Березитизации такого рода подвергаются все известные на месторождениях породы, особенно породы основного и среднего составов. Поскольку гидротермальным метаморфизмом захватываются все, даже самые молодые интрузивные породы, то изменение пород и образование прожилков следует относить к одному гидротермальному этапу.

Прожилки и жилы анкерит-сульфидной стадии характеризуются мощностью 0,5—5 см и достигают нескольких метров в длину. Из рудных минералов в их составе преобладает темный сфалерит с включениями гнездообразных, нередко удлиненных агрегатов зерен пирита, арсенопирита, галенита и других сульфидов. По зальбандам прожилков наблюдаются оторочки гребенчатого кварца, а центральные части прожилков, как правило, обогащены анкеритом и паранкеритом, особенно в породах среднего состава. В прожилках этой стадии выделяются следующие парагенетические ассоциации (табл. 2): кварц + гематит; пирротин; магнетит + пирит + арсенопирит + сидерит; сфалерит + халькопирит + серицит; галенит + клейофан + халькопирит + блеклая руда + хлорит + анкерит + паранкерит + доломит. Гематит в составе первой ассоциации встречается только в зонах дробления крупных разломов, причем с глубиной он исчезает и остается лишь кварц. Из состава других ассоциаций анкерит-сульфидной стадии в зонах разломов присутствуют лишь небольшие количества пирита, арсенопирита, галенита и анкерита. Пирротин встречается только в некоторых месторождениях. Он образует таблитчатые выделения, или сростки, почти нацело замещенные мелкозернистым пиритом первой генерации, ассоциирующим с сидеритом. На псевдоморфозы пирита первой генерации по пирротину последовательно, без какой-либо коррозии нарастают гребенчатые образования арсенопирита и кубические кристаллы пирита второй генерации. На тех месторождениях, где отсутствует пирротин, наиболее ранним рудным

Таблица 2
Последовательности отложения минералов и парagenетических ассоциаций



* Минералы появляются в особых условиях.

** Минералы наблюдаются как результат перетопления.

П р и м е ч а н и я: 1. Пунктирные линии показывают замещения минералов в пределах одной группы, сплошные — при наложении прожилков различных групп (основание стрелки — у замещающего минерала, а конец — у замещаемого).

2. Для всех групп прожилков указан номер парagenетической ассоциации или отдельных минералов.

минералом оказывается арсенопирит, на который нарастает пирит второй генерации. Псевдоморфозы пирита первой генерации по пирротину корродируются железистым сфалеритом, содержащим эмульсионную вкрапленность халькопирита. Условно, на основании взаимоотношений с другими минералами, к этой же ассоциации отнесен и серицит. Пирит первой генерации сильно, а железистый сфалерит слабо корродируются галенитом, халькопиритом, хлоритом ($Nm=1,643-1,645$), анкеритом и паранкеритом. Между этими минералами не наблюдается коррозионных явлений или микропересечений, что дает основание относить их к одной парагенетической ассоциации. К этой же ассоциации отнесены блеклая руда и доломит.

В пространственном размещении отмеченных выше ассоциаций удается отметить некоторые закономерности. Гематит встречается, как правило, только в зонах дробления крупных разломов, причем с глубиной он исчезает и в составе первой ассоциации остается только кварц. Магнетит также более характерен для зон, примыкающих к крупным разломам, но в отличие от гематита встречается и на некотором расстоянии от них. Кроме того, магнетит обычен для более глубоких частей разломов, где гематит отсутствует. В зонах разломов наряду с кварцем, гематитом и магнетитом наблюдаются лишь небольшие количества пирита, арсенопирита, галенита и анкерита. С глубиной галенит исчезает, появляется хлорит и несколько возрастает содержание пирита и арсенопирита.

Анкерит-сульфидные прожилки, расположенные в породах кислого состава, обычно сопровождаются маломощными зонами измененных пород, синхронными с отложением рудных и жильных минералов. В породах кислого состава зоны изменения отличаются серо-зеленым цветом вместо мясо-красной или светло-коричневой окраски, характерной для кварцевых порфиров и граносенитов. Под микроскопом выявляется, что в пределах зоны порода сохраняет свою структуру, а вкрапленники калишпата замещаются серицитом, кварцем, карбонатом, хлоритом и рудными минералами. Особенно интенсивно калишпат замещается серицитом и кварцем. Оба эти минерала замещаются в свою очередь агрегативной смесью анкерита и хлорита. Вместе с кварцем и серицитом в калишпате наблюдаются пирит и арсенопирит. Вкрапленники плагиоклаза замещены почти полностью серицитом, в котором также рассеяны вкрапленники пирита и арсенопирита. Темноцветные минералы замещены кварцем и серицитом с вкрапленниками пирита. Основная масса содержит кварц-серицитовые и анкеритовые гнезда.

С удалением от прожилка (вне зоны изменения окраски породы) в интервале 20—70 см серицитизация калиевого полевого шпата заметно падает, но карбонатизация проявляется еще довольно интенсивно. Вкрапленники плагиоклаза еще сильно серицитизированы. Вдали от сульфидного прожилка (свыше

70 см) вкрапленники калишпата слабо пелитизированы, плагиоклаз почти не изменен, а темноцветные замещены хлоритом, что характерно для регионально развитых слабометаморфизованных пород.

В породах среднего состава типа андезитовых порфиритов анкерит-сульфидные прожилки также сопровождаются ореолами измененных пород с более бледной серо-зеленой окраской, чем окраска самих пород. Мощности зон изменяются пропорционально мощностям прожилков. В пределах зоны изменения окраски вкрапленники плагиоклаза почти нацело замещены серицитом и лишь изредка наблюдаются реликты альбита. Вкрапленники биотита замещены агрегатом кварца, пирита и лейкоксена. Края вкрапленников роговой обманки опацифицированы. Кристаллы апатита обычно свежие, но часть из них замещена серицитом. Основная масса заметно пелитизирована. Наряду с этим в породе наблюдаются анкерит-хлоритовые гнезда с вкрапленностью сульфидов (галенита и халькопирита). Как правило, эти гнезда развиваются по основной массе породы, реже приурочены к вкрапленникам породообразующих минералов или к кварц-лейкоксеновым агрегатам, заместившим роговую обманку. В этом случае кварц замещается анкеритом, хлоритом и сульфидами.

По мере удаления от анкерит-сульфидных прожилков уменьшается степень серицитизации вкрапленников плагиоклаза за счет их замещения агрегатом альбита и кальцита; биотит при этом продолжает оставаться замещенным мусковитом и лейкоксом, а роговая обманка — кальцитом и хлоритом.

Таким образом, изменения пород кислого и среднего составов около сульфидных и анкерит-сульфидных прожилков близки между собой. При этом в ореоле измененных пород наблюдаются две группы метасоматических минералов: ранняя группа, представленная кварцем и серицитом, и поздняя группа, состоящая из карбоната и хлорита.

Процесс, приведший к отложению более ранней группы метасоматических минералов, тождествен по своему направлению кислотному выщелачиванию, а более позднее изменение пород может быть охарактеризовано как щелочно-земельный карбонатный метасоматоз.

Рудные образования смолковой стадии характеризуются развитием нескольких парагенетических ассоциаций урановой смолки, которые на одних месторождениях отчетливо отделены друг от друга небольшими перерывами, а на других образуются без заметного перерыва.

Наиболее ранней парагенетической ассоциацией является молибденит-смоловая или иордизит-смоловая (силикатно-сульфидно-смоловая), второй по времени выделения — сульфидно-смоловая и последней — кальцит-сульфидно-смоловая или карбонат-смоловая.

Молибденит-смолковая парагенетическая ассоциация минералов образована кварцем первой генерации (гребенчатым), урановой смолкой первой генерации, молибденитом первой генерации (криптокристаллическим), молибденитом второй генерации (чешуйчатым), кварцем второй генерации (мелкозернистым) и серицитом. Сульфидно-смолковая парагенетическая ассоциация сложена урановой смолкой второй генерации с блеклой рудой, бурнонитом и галенитом. Кальцит-сульфидно-смолковая парагенетическая ассоциация состоит из урановой смолки третьей генерации, клейофана, галенита, халькопирита, хлорита и кальцита.

Урановая смолка первой генерации выделяется в виде мелкозернистых колломорфных агрегатов зерен. Поперечник ее отдельных выделений не превышает 0,008 мм. Ее относительная отражательная способность колеблется в пределах 9—14%. Рентгеноструктурный анализ выявляет кристаллическую решетку типа уранинита с константой, колеблющейся от 5,39 до 5,42Å. Пересчеты химических анализов урановой смолки показывают колебания кислородного коэффициента от $UO_{2,40}$ до $UO_{2,43}$. Спектральный анализ показывает присутствие примесей бериллия (0,005—0,05%) и таллия (0,05—0,5%).

Урановая смолка первой генерации имеет сложные взаимоотношения с криптокристаллическим молибденитом. В нижних частях рудных тел оба минерала обычно слагают совместные колломорфные образования. Под микроскопом наблюдается чередование полос криптокристаллического молибденита и урановой смолки или вкрапленность урановой смолки в молибдените. Иногда фиксируются спутанноволокнистые агрегаты, в которых урановая смолка слагает волосовидные образования, а криптокристаллический молибденит заполняет пространство между ними. В верхних частях рудных тел криптокристаллический молибденит, как правило, отсутствует и наблюдается лишь чешуйчатый молибденит, образующий тонкие агрегативные смеси с урановой смолкой, причем чешуйки молибденита всегда находятся между почками урановой смолки или заполняют трещинки в них.

Урановая смолка второй генерации выделяется в виде коркообразных сферических сростков или в виде отдельных сферокристаллов. Иногда она образует радиально-лучистые агрегаты, состоящие из игольчатых выделений. Размер отдельных сферических образований урановой смолки второй генерации крупнее, чем у урановой смолки первой генерации и колеблется от 0,05 до 1 мм в диаметре. Относительная отражательная способность урановой смолки изменяется от 14 до 17%. Наиболее высокая отражательная способность наблюдается у игольчатой смолки. Она имеет кубическую решетку с константой кристаллической решетки 5,43—4,46Å. Кислородный коэффициент в

формуле смолки второй генерации колеблется от $UO_{2.25}$ до $UO_{2.35}$. По данным спектральных и рентгенохимических анализов, для урановой смолки второй генерации характерны примеси свинца (целые проценты), циркония (1,5—2%) и гафния (0,05—0,08%). С урановой смолкой второй генерации пространственно тесно ассоциируют бурнонит, блеклая руда, галенит.

Урановая смолка третьей генерации обычно образует изолированные мелкие округлые выделения, иногда срастающиеся в единый агрегат с галенитом и клейофаном. Размер выделений урановой смолки третьей генерации колеблется от 0,003 до 0,005 мм в диаметре. Количество ее очень невелико, и нередко она в прожилках смолки отсутствует. Отражательная способность, пределы колебаний, константы кристаллической решетки и содержание элементов-примесей (обогащенность цирконием 1,5—3%) указывают на ее идентичность урановой смолке второй генерации.

Молибденит обычно тесно ассоциирует с урановой смолкой первой генерации. Количество его меняется от 10—15 до 50—60% объема жильной массы смолковых прожилков. Он выделяется в виде двух различно раскристаллизованных генераций: первая — криптокристаллический молибденит, вторая — чешуйчатый молибденит.

Кристокристаллический молибденит в отраженном свете имеет несколько необычный для молибденита серый или белосерый цвет. Отражательная способность заметно ниже, чем у нормально раскристаллизованного молибденита, близка к нижнему значению его отражательной способности и колеблется в пределах 17—18%. Двуотражение очень слабое. Анизотропия выражена значительно слабее, чем у нормально раскристаллизованного молибденита. Отдельные образования почти изотропны. Рентгеновский анализ обычно показывает его рентгеноаморфность. Травится при действии разбавленной H_2CO_3 . Если полированный шлиф с криптокристаллическим молибденитом длительное время находится на воздухе, последний покрывается пленкой буровато-серого цвета. Легко замещается ильземанитом при промывании образцов грунтовыми водами.

Молибденит второй генерации образует отдельные чешуйки размером до 0,005 мм в длину. Отражательная способность его близка к стандартной (14—30%). Он резко анизотропен, с цветными эффектами в голубых и розовых тонах вблизи положения угасания; стандартными реактивами не травится.

Галенит встречается довольно часто в ассоциации с урановой смолкой второй и третьей генераций. Он образует дендритовидные формы в урановой смолке второй генерации и покрывает сферические выделения урановой смолки третьей генерации.

Сфалерит типа клейофана* пространственно ассоциирует только с урановой смолкой второй и третьей генераций. Вместе с урановой смолкой первой генерации не встречается. Часто выполняет вместе с кальцитом и галенитом мельчайшие трещинки в выделениях урановой смолки второй генерации и при этом слабо корродирует ее.

Блеклая руда выделяется в виде тонкозернистых агрегатов, образующих тонкие «просечки» в смолковых выделениях. Часто она совместно с бурнонитом образует гнезда или выполняет концентрические кольца в образованиях урановой смолки второй генерации.

Бурнонит встречается только совместно с урановой смолкой второй генерации, образуя тонкозернистые выделения неправильной формы.

Халькопирит встречается спорадически в прожилках, содержащих лишь вторую и третью генерации урановой смолки. Количество халькопирита обычно очень невелико.

Хлорит встречается в прожилках, содержащих урановую смолку второй или третьей генераций, где образует агрегаты из сросшихся чешуек серо-зеленого цвета. Размер отдельных чешуек достигает 0,1 мм. Количество хлорита переменное. В верхних частях рудных тел хлорит занимает не более 5% от объема жильной массы. В нижних частях рудных тел количество хлорита увеличивается до 40—50% объема прожилков, особенно при залегании последних в породах среднего состава.

По оптическим свойствам, кривым нагревания и пересчету химических анализов хлорит относится к группе железистых хлоритов и близок к афросидериту.

Взаимоотношения хлорита с урановой смолкой различных генераций и другими минералами в равных частях рудных тел заметно различаются. В нижних частях рудных тел хлорит корродирует урановую смолку первой генерации и криптокристаллический молибденит. В верхних и средних частях он образует агрегат из сросшихся чешуек, заполняющих пространство вокруг отдельных сферических выделений урановой смолки второй генерации или их агрегата, или проникает в эти выделения по микротрещинкам без следов их коррозии. Наряду с этим чешуйки хлорита обволакивают выделения галенита и клейофана.

Кальцит встречается довольно часто вместе с урановой смолкой третьей генерации. Нередко присутствует он и в тех прожилках, где нет урановой смолки третьей генерации, но есть урановая смолка второй генерации.

Серицит образует сростания с кварцем второй генерации. Имеет низкую интерференционную окраску, приближающуюся к окраске гидрослюда.

Кварц встречается в прожилках, содержащих первую генерацию урановой смолки. Наблюдается две генерации кварца.

Кварц первой генерации среднезернистый, с размером зерен до 0,1 мм, располагается по зальбандам смолковых прожилков. В интерстициях зерен такого кварца, а иногда и в краевых частях выделяются сферические образования урановой смолки первой генерации с молибденитом. Кварц второй генерации — мелкозернистый, с размером зерен 0,01—0,015 мм в поперечнике. Располагается в центральной части прожилка, образуя тесные сростания с серицитом.

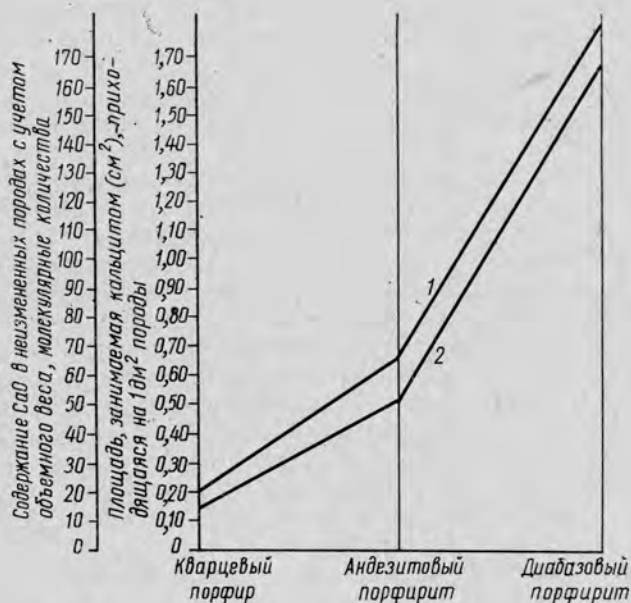


Рис. 28 График зависимости содержания кальцита в прожилках урановой смолки от содержания СаО в породах:
1 — содержание кальцита; 2 — площадь, занимаемая кальцитом.

Изучение минерального состава прожилков, содержащих урановую смолку, показало, что при переходе прожилков, сложенных только смолково-молибденитовой парагенетической ассоциацией минералов, из пород кислого в породы среднего или основного состава существенного изменения в составе ассоциации не происходит. Лишь в отдельных случаях несколько увеличивается количество молибденита. В то же время при пересечении контакта аналогичных пород смолковыми прожилками, сложенными сульфидно-смолковой и кальцит-сульфидно-смолковой ассоциациями, заметно увеличивается содержание кальцита и полностью исчезает урановая смолка в той части прожилка, которая залегает в андезитовом или диабазовом порфирите. В результате прожилки оказываются сложенными кальцитом и хлоритом с редкой вкрапленностью галенита,

клеюфана и халькопирита. При этом наибольшее увеличение содержания кальцита происходит в составе кальцит-сульфидно-смолковой ассоциации. Проведенные подсчеты площади, занимаемой кальцитом в прожилках, приходящейся на единицу площади забоя, в различных породах позволили построить ряд графиков, которые были сведены в один общий (рис. 28). На этом же графике по ординате отложены средние содержания СаО в породах, пересчитанные с учетом объемного веса на молекулярные количества. Почти полная параллельность кривых

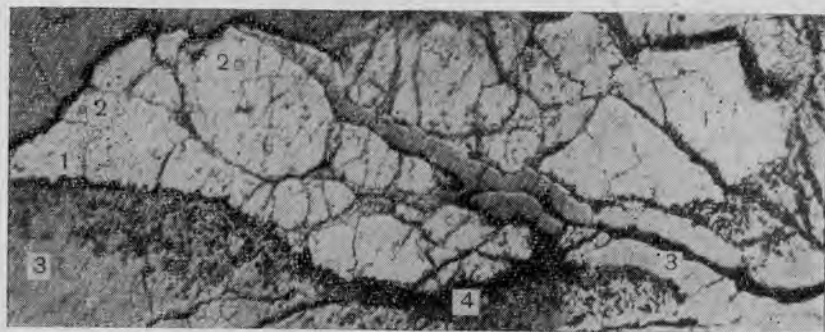


Рис. 29. Агрегат молибденита (1) и урановой смолки первой генерации (2) рассекается микропрожилком и окружается агрегатом зерен урановой смолки второй генерации (3) с кальцитом (4) (кальцит протравлен слабой HCl; полированный шлиф; николи параллельны; $\times 165$).

свидетельствует о прямой зависимости содержания кальцита в составе кальцит-сульфидно-смолковой ассоциации от количества СаО в породах.

Нередко все три парагенетические ассоциации урановой смолки совмещены в пределах общих прожилков. Если такое совмещение происходит в верхних частях рудных тел, то агрегат урановой смолки первой генерации рассекается или обволакивается корковидными агрегатами сферических выделений урановой смолки второй генерации (рис. 29). Эти микроструктурные взаимоотношения однозначно свидетельствуют о более позднем выделении урановой смолки второй генерации по сравнению с агрегатом молибденита с урановой смолкой первой генерации. В агрегате молибденита и урановой смолки первой генерации вблизи его контакта с урановой смолкой второй генерации обычно наблюдается полоса кальцитовых гнезд (рис. 30). Форма этих гнезд полностью совпадает с формой обособлений чешуйчатого молибденита. В кальцитовых гнездах нередко обнаруживаются сильно корродированные чешуйки молибденита. Все это свидетельствует о растворении молибденита и образовании на его месте псевдоморфоз выполнения кальцита. Во всех

таких случаях к участкам замещения молибденита подходят тонкие микропрожилки кальцита, пересекающие выделения урановой смолки второй генерации, которые нередко сопровождаются выделениями галенита и клейофана. При этом иногда отчетливо видна коррозия урановой смолки этими минералами.

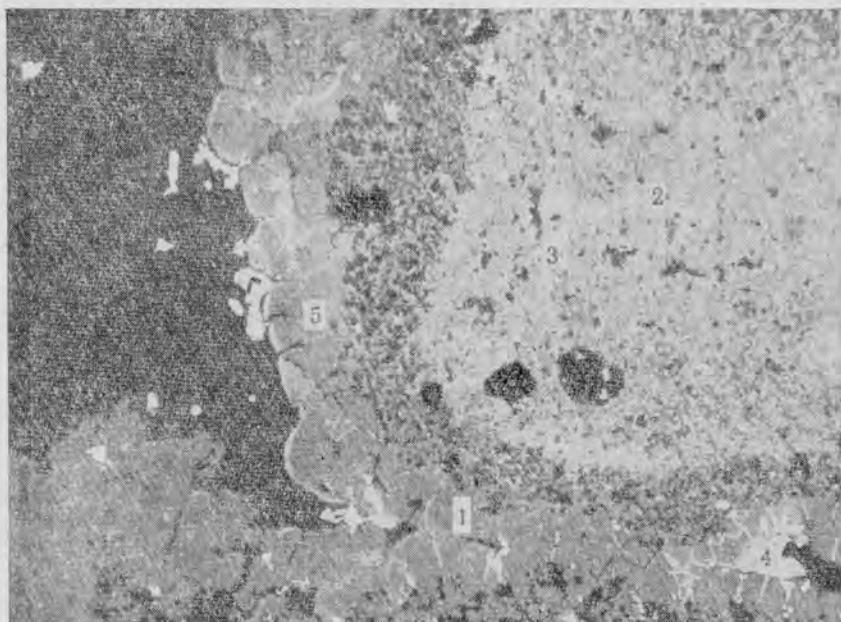


Рис. 30. Нарастание урановой смолки второй генерации (1) на агрегат урановой смолки первой генерации (2) с молибденитом (3). Вблизи контактов урановых смолк второй и первой генераций наблюдается кайма растворения молибденита и отложение на его месте кальцита (черное). Галенит (4) и клейофан (5) заполняют трещинки в образованиях урановой смолки второй генерации и слабо корродируют их (полированный шлиф; $\times 165$).

В ряде таких микропрожилков фиксируются мелкие сферические образования урановой смолки третьей генерации. Иногда мелкие выделения урановой смолки третьей генерации вместе с галенитом, кальцитом и клейофаном цементируют обломки сферических образований урановой смолки второй генерации (рис. 31).

В нижних частях рудных тел состав и строение прожилков, сложенных всеми тремя смолковыми ассоциациями, резко меняются. Из состава минералов, слагающих вторую и третью ассоциации, здесь присутствует лишь хлорит. Остальные минералы, в том числе урановая смолка второй и третьей генерации,

отсутствуют. В таких участках наблюдается интенсивное замещение хлоритом агрегата урановой смолки первой генерации с молибденитом (рис. 32).

При пересечении смолковыми прожилками сульфидных и анкерит-сульфидных прожилков в секущих прожилках встре-

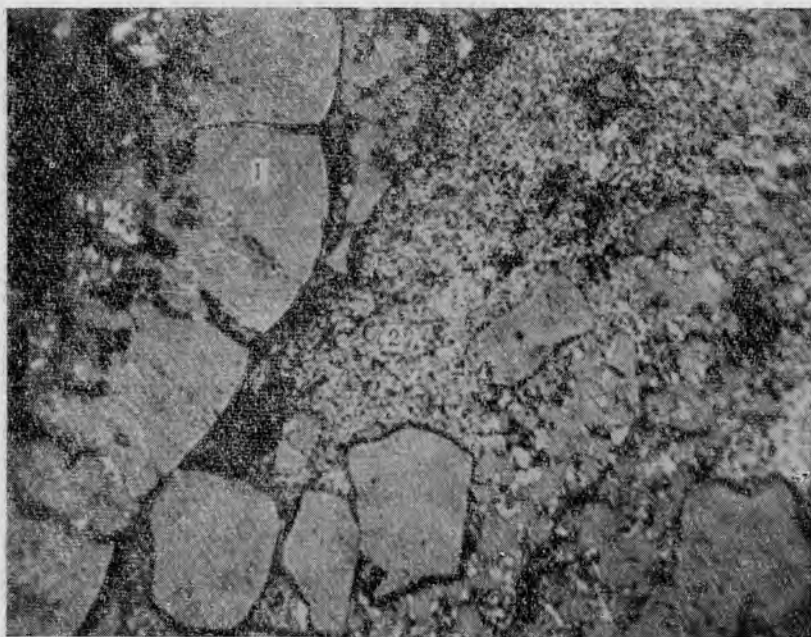


Рис. 31. Обломки корковидных образований урановой смолки второй генерации (1) цементируются агрегатом зерен урановой смолки третьей генерации (2) с галенитом (белое) и кальцитом (черное). В левом верхнем углу видны микропрожилки галенита с кальцитом, пересекающие образования урановой смолки второй генерации (полированный шлиф; николь параллельны; $\times 325$).

чаются обломки агрегатов зерен и отдельных кристаллов сульфидов и карбонатов. В связи с тем что при таких пересечениях часто не бывает перемещений по направлениям, параллельным простиранию секущих прожилков, а лишь образуются трещины отрыва, минералы более ранних прожилков нередко сохраняют свои кристаллографические очертания. При попадании таких обломков в прожилки, сложенные молибденит-смолковой ассоциацией с более ранними минералами, не происходит каких-либо изменений или замещений. Если же секущий прожилок имеет сульфидно-смолковый и кальцит-сульфидно-смолковый состав, то обломки многих более ранних минералов замещаются минералами, входящими в состав секущих прожилков.

при этом сульфиды (арсенопирит, пирит и темный сфалерит) замещаются галенитом, клейофаном и кальцитом (рис. 33), а паранкерит и анкерит замещаются агрегативной смесью кальцита и хлорита (рис. 34). Следует отметить, что урановая смола второй генерации в замещении не участвует и ее отложение предшествует замещению.

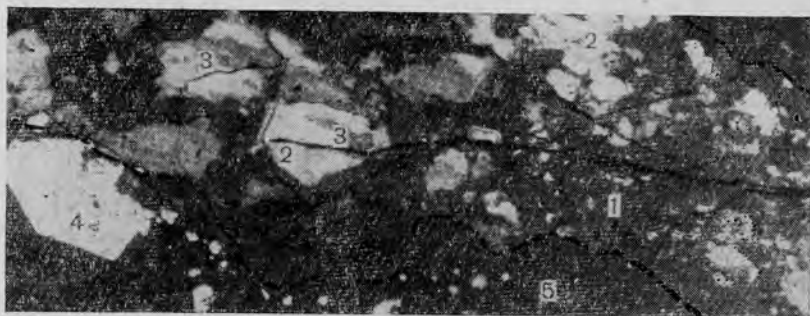


Рис. 32. Участок молибденит-смокового прожилка с хлоритом третьей парагенетической ассоциации урановой смолки. Отчетливо видно, что обломки смокового-молибденитового агрегата корродируются и цементируются хлоритом:

1 — хлорит (темно-серая масса); 2 — молибденит (серо-белое); 3 — урановая смола (серые выделения); 4 — пирит (белый кристалл); 5 — вмещающая порода (пунктирная линия — контакт прожилка с вмещающей породой). (полированный шлиф; николи параллельны; $\times 85$).

В пространственном размещении описываемых ассоциаций урановой смолки устанавливаются некоторые закономерности. Наиболее ранняя (молибденит-смоковая) парагенетическая ассоциация распространена главным образом вблизи крупных разрывов, а более поздние парагенетические ассоциации (сульфидно-смоковая и кальцит-сульфидно-смоковая) обычно более удалены от них и развиты шире, чем первая ассоциация. Такая картина наблюдается только в верхних и средних частях штоковерковых рудных тел. В нижних частях этих рудных тел указанные ассоциации располагаются в пределах одних и тех же трещин и образуют сложные прожилки. В линейно вытянутых рудных зонах все три ассоциации пространственно совмещены.

Наряду с горизонтальной зональностью отчетливо заметны и элементы вертикальной зональности. Молибденит-смоковая парагенетическая ассоциация обычно распространена в рудных телах почти по всему вертикальному интервалу оруденения, в то время как урановая смола второй и третьей генерации, галенит, бурнонит, блеклая руда, клейофан и кальцит имеют более ограниченное распространение на глубину. Обычно эти минералы не наблюдаются в нижних частях рудных тел и при-

урочиваются лишь к верхним или средним их частям. Из минералов, относящихся ко второй и третьей ассоциациям, в нижних частях рудных тел наблюдается только хлорит.

Изучением измененных пород кислого состава около прожилков урановой смолки выявляются признаки горизонтальной

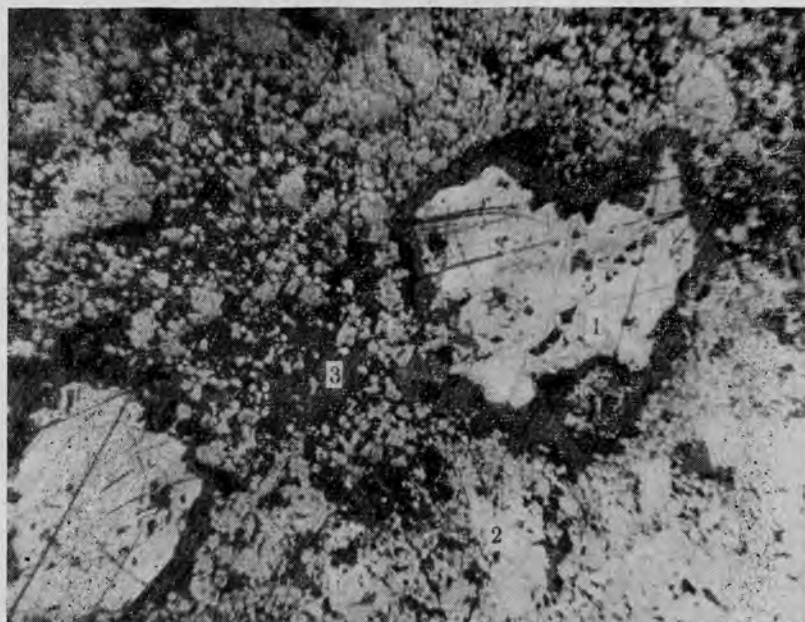


Рис. 33. Обломки агрегата зерен темного сфалерита (1) в агрегате зерен урановой смолки второй генерации (2) и кальцита (3). По границам обломков сфалерита видна кайма карбоната, замещающего сфалерит (полированный шлиф; $\times 85$).

и вертикальной зональности в строении метасоматических ореолов. Ореолы, сопровождающие смолковые прожилки, сложенные всеми тремя парагенетическими ассоциациями, обычно состоят из двух зон — внутренней и внешней.

Мощность внутренней зоны колеблется от 2 до 3 см и зависит от мощности смолкового прожилка. Породы в ее пределах окрашены в темно-вишневый цвет, интенсивность которого уменьшается с удалением от прожилка к внешней границе зоны. В пространственном распределении новообразованных (метасоматических) минералов наблюдается вертикальная зональность. В наиболее верхних частях рудных тел во внутренней зоне ореола изменение вмещающих пород заключается в интенсивной альбитизации калишпата и серицитизации плагиоклаза. Несколько ниже в пределах той же зоны вкрапленники кали-

шпата частично замещены пелитом и кальцитом, а также содержат значительное количество мельчайших чешуек гематита, что придает им красно-бурый цвет. Нередко кальцитовые метасоматические образования имеют прожилковидную форму, и в этом случае отчетливо видно пересечение ими пелитизированных участков калишпата, что свидетельствует о более раннем

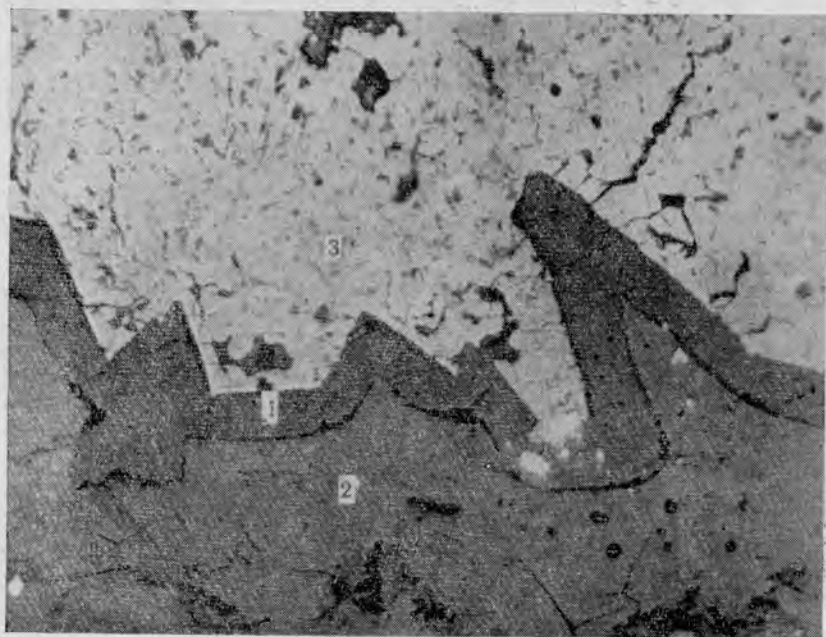


Рис. 34. Замещение паранкерита (из анкерит-сульфидного прожилка) тонкозернистым агрегатом кальцита и хлорита:

1 — кальцит-хлоритовый агрегат; 2 — паранкерит; 3 — урановая смолка второй генерации (полированный шлиф: $\times 165$).

образовании пелитовых частиц по сравнению с кальцитом. Вкрапленники породообразующего плагиоклаза почти нацело замещены серицитом, агрегат зерен которого нередко рассекается прожилковидными или гнездообразными выделениями кальцита. При этом кальцит частично замещает серицит. Вкрапленники кварца также часто подвергаются замещению кальцитом. Темноцветные минералы вблизи прожилков урановой смолки замещены хлоритом, по которому развивается карбонат. Серицитовые гнезда нередко наблюдаются и среди основной массы породы. В них часто присутствуют мельчайшие идиоморфные кристаллики кварца и чешуйки молибденита. В карбонатных микропрожилках наблюдаются мелкие сферические выделения урановой смолки, вкрапленники клейофана, галенита и хлорита.

Контакт внешней и внутренней зон обычно нечеткий. Во внешней зоне наблюдается замещение вкрапленников калишпата шахматным альбитом. Местами это замещение проявлено интенсивно и калишпат полностью альбитизирован. Кроме того, в пределах внешней зоны отмечается небольшая пелити-

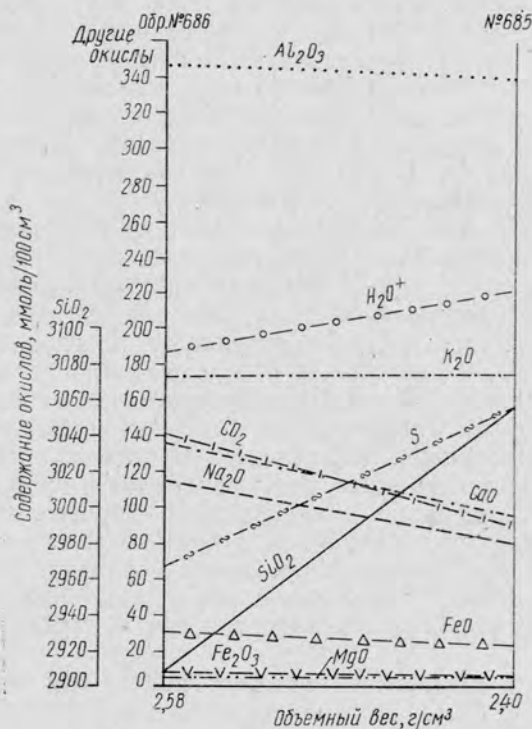


Рис. 35. График изменения химического состава граносиенит-порфира около смокового прожилка, содержащего все три смоковые ассоциации (верхняя часть рудного тела). Смоковый прожилок в левой части графика.

зация калишпата, серицитизация плагиноклаза и хлоритизация темноцветных минералов. Акцессорные минералы, кроме сфена, совершенно свежие. Сфен замещен лейкоксенем. Основная масса породы довольно свежая. Химические анализы (рис. 35) показывают, что для внутренней зоны ореола (обр. № 686) характерен вынос SiO_2 , K_2O , нередко Al_2O_3 , Na_2O и привнос CaO , CO_2 , H_2O^+ .

В средних частях рудных тел ореол околожилных изменений кислых пород также может быть разбит на две зоны; внутреннюю и внешнюю. Во внутренней зоне вкрапленники калишпата сильно пелитизированы, пигментированы вдоль микро-

трещин гематитовыми частицами и замещены карбонат-хлоритовым агрегатом. Вкрапленники плагиоклаза серицитизированы почти нацело. Темноцветные минералы замещены агрегатом чешуек серицита, по которому нередко развивается железистый хлорит серо-зеленого цвета.

Среди основной массы наблюдаются кварц-серицитовые и карбонат-хлоритовые гнезда, последние часто метасоматически развиваются по первым, причем хлоритовые чешуйки наследуют форму и размеры серицитовых. В кварц-серицитовых и карбонат-хлоритовых гнездах наблюдаются мелкие почки урановой смолки, при этом в кварц-серицитовых гнездах урановая смолка находится в ассоциации с молибденитом, а в карбонат-хлоритовых в ассоциации с галенитом.

Во внешней зоне ореола вкрапленники калишпата замещены почти нацело свежим шахматным альбитом и местами карбонатом. Наряду с этим в реликтах калиевого полевого шпата наблюдаются пелитовые частицы, которых лишены зерна альбита. Вкрапленники породообразующего плагиоклаза заметно серицитизированы и содержат отдельные мелкие гнезда карбоната. Темноцветные минералы нацело замещены хлоритом, карбонатом, рудным минералом и содержат мелкие зернышки рутила. Сфен замещен лейкоксом. В основной массе наблюдаются скопления серицита, реже карбоната и хлорита. Во всех случаях, когда серицит и карбонат с хлоритом оказываются пространственно совмещенными, отчетливо заметно наложение и замещение карбонатом и хлоритом серицита. Наблюдается также более раннее образование пелитовых частиц по сравнению с альбитом и альбита по сравнению с карбонатом и хлоритом.

Химические анализы измененных пород, как это видно на графиках (рис. 36), показывают в пределах внешней зоны (обр. № 680) увеличение количества Na_2O , SiO_2 , H_2O^+ , CO_2 и при уменьшении содержания K_2O по сравнению со слабо метаморфизованной породой (обр. № 681). Для внутренней зоны (обр. № 679) характерен вынос Na_2O и SiO_2 из породы и привнос в нее CaO , CO_2 и H_2O^+ и небольшое увеличение содержания Fe_2O_3 по сравнению с его содержанием в породе в пределах внешней зоны.

В нижних частях рудных тел также отчетливо фиксируются две зоны изменения пород. Для внутренней зоны характерно развитие во вкрапленниках калиевого полевого шпата пелитовых частиц, чешуек гематита и гнезд серо-зеленого железистого хлорита ($Nm = 1,644 \div 1,647$) и иногда хлорита с карбонатом. Вкрапленники плагиоклаза нацело замещены агрегатом зерен серицита и кальцита, темноцветные минералы замещены серицитом, по которому развивается серо-зеленый хлорит. Сфен замещен лейкоксом, апатит и циркон свежие. Основная масса содержит гнезда и тонкие прожилки мелкозернистого кварца

иногда с небольшим количеством молибденита и урановой смолки, а также микропрожилки и скопления серо-зеленого хлорита, реже хлорита с карбонатом, часто корродирующих выделения метасоматического кварца. Для внешней зоны характерно замещение вкрапленников калишпата пелитом и местами (наружные части вкрапленников) шахматным альбитом. Вкрапленники плагиоклаза замещены серицитом, темноцветные минералы — светло-зеленым (железисто-магнезистым) хлоритом ($Nm = 1,573 \div 1,577$), а сфен замещен лейкоксеном.

Суммарные изменения химического состава кислых пород в нижних частях рудных тел иллюстрируются графиком на рис. 37. Наиболее интенсивными процессами являются хлоритизация и пелитизация калишпата, а также окварцевание породы, о чем свидетельствует изменение химического состава породы по мере приближения к рудному прожилку (обр. № 232 и 233). Увеличение количества SiO_2 свидетельствует о развитии в породе силикатов и кварца. Нарастание содержания H_2O^+ и FeO наряду с SiO_2 свидетельствует о хлоритизации породы. Одновременно уменьшается в породе количество K_2O и Na_2O , что подтверждает наблюдения о развитии хлорита по калишпату и серицита по плагиоклазу. Уменьшение количества Al_2O_3 в породе по мере приближения к рудному прожилку, по-видимому, объясняется ее окварцеванием. Некоторое увеличение содержания Fe_2O_3 вблизи рудного прожилка, несомненно, связано с гематизацией (покраснением) породы. Следует подчеркнуть, что содержание TiO_2 , P_2O_5 и ZrO_2 , по данным химических анализов, остается практически неизменным для всего разреза.

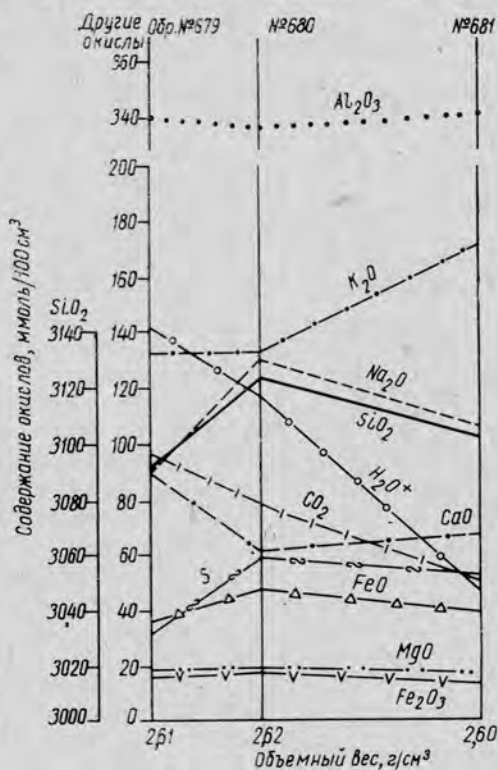


Рис. 36. График изменения химического состава граносиенит-порфира около смолкового прожилка, содержащего все три парагенетические ассоциации урановой смолки (средняя часть рудного тела). Смолковый прожилок в левой части графика.

Анализ приведенного материала по изменению пород кислого состава около прожилков урановой смолки, сложенных всеми тремя ассоциациями, показывает, что ореол изменения образован двумя группами метасоматических минералов: ранней (кварц, серицит, глинистые минералы) и поздней (карбонат, железистый хлорит и альбит).

Появление ранней группы метасоматических минералов в породе связано с формированием молибденит - смолковой парагенетической ассоциации смолки. Более поздняя группа метасоматических минералов в породе синхронна во времени с отложением сульфидно-смолковой и кальцит-сульфидно-смолковой парагенетических ассоциаций рудных прожилков.

В распределении метасоматических минералов обеих групп наблюдается горизонтальная, а для минералов более поздней группы и вертикальная зональности. Горизонтальная зональность заключается в развитии двух зон — внутренней и внешней. Для внутренней зоны характерны из более ранней группы минералов кварц, серицит и пелит, а из поздней группы — карбонат и железистый хлорит. Для внешней зоны характерны железисто - магниевый хлорит из более ранней группы минералов и альбит из более поздней группы.

Вертикальная зональность заключается в том, что в верхних частях рудных тел около смолковых прожилков, содержащих сульфидно-смолковую и кальцит-сульфидно-смолковую ассоциации, широко развит метасоматический кальцит. В средних частях проявляется карбонат-хлоритовое и в нижних частях лишь хлоритовое изменение пород.

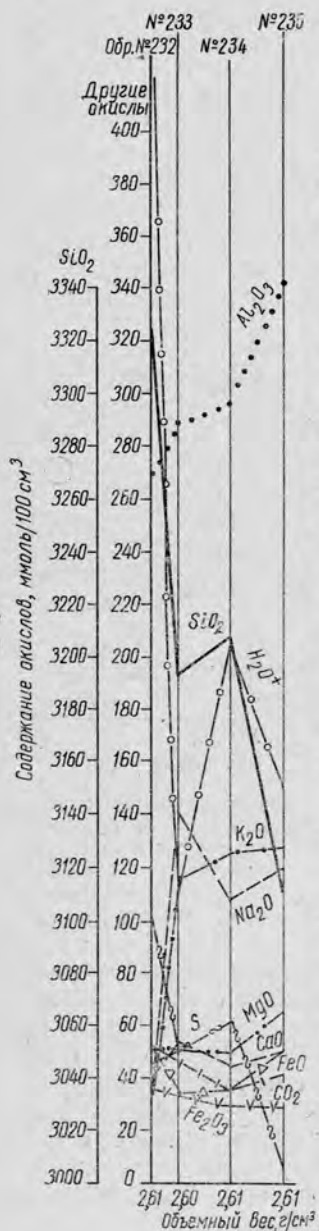


Рис. 37. График изменения химического состава граносиенит-порфира около смолкового прожилка, содержащего все три парагенетические ассоциации урановой смолки (нижняя часть рудного тела). Смолковый прожилок в левой части графика.

В породах среднего состава — андезитовом и дацитовом порфирите — строение ореола околожилных изменений в общем сходно со строением ореола в кислых породах. Здесь так же, как и в кислых породах, но более четко, проявились две последовательные группы (зоны) метасоматических минералов, наложенных друг на друга. Первая (внутренняя) зона характеризуется развитием бесцветных слюд типа серицита и мусковита по плагиоклазу и хлоритизированным темноцветным минералам и образованием кварцевых (кварц-серицитовых) гнезд среди основной массы. Во второй (внешней) зоне наблюдается развитие железисто-магнезиального хлорита и кальцита по темноцветным минералам, а также серицита по плагиоклазу.

В средних и верхних частях рудных тел распределение метасоматических минералов более ранней группы в общем почти не отличается от их распределения в нижних (следует отметить, что серицитизация плагиоклаза проявлена наверху значительно слабее и мощность обеих зон изменения вверху значительно больше).

Детальное изучение изменений пород среднего состава около смолковых прожилков позволяет утверждать, что так же, как и в кислых породах, ореол изменения состоит из двух последовательно образовавшихся групп метасоматических минералов. Ранняя группа метасоматических минералов связана с формированием молибденит-смолковой парагенетической ассоциации, а более поздняя образована синхронно с отложением кальцит-сульфидно-смолковой и сульфидно-смолковой парагенетических ассоциаций.

В пределах ореола околожилных изменений метасоматические минералы распределены зонально. Для более ранней группы наблюдается лишь горизонтальная зональность, заключающаяся в развитии кварца и серицита во внутренней и серицита во внешней зонах измененных пород. В распространении метасоматических минералов более поздней группы усматривается не только горизонтальная, но и вертикальная зональность. В верхней части рудных тел во внутренней зоне ореола вблизи рудных прожилков развивается кальцит, в средней зоне наблюдается карбонат-хлоритовое замещение и в наружной — замещение темноцветных минералов хлоритом.

Изменения химического состава рудовмещающих пород около молибденит-смолковых прожилков и зональное размещение метасоматических минералов показывают, что их отложение сопровождалось частичным выносом из пород щелочей, щелочных земель и привносом в них кремнезема. Образование сульфидно-смолковой и кальцит-сульфидно-смолковой минеральных ассоциаций происходило на фоне выноса из пород кремнезема и привноса в них щелочей, щелочных земель и углекислоты. Это отчетливое различие в характере околожилных изменений вмещающих пород свидетельствует о заметной разнице в соста-

ве рудоносных растворов, из которых отложены молибденит-смолковая и сульфидно-смолковая ассоциации, с одной стороны, и кальцит-сульфидно-смолковая, с другой.

В отличие от рудных тел, расположенных в кислых породах, оруденение в зонах дробления вдоль диабазовых даек и особенно в самом контакте с ними обычно бедное.

Прожилки урановой смолки нередко развиваются по контакту диабазовых даек и кислых пород. При этом мелкие оперяющие, отходящие от основного прожилка, как правило, выклиниваются в диабазовом порфирите и наблюдаются лишь в породах кислого состава. В результате исследований установлено, что в большинстве случаев эти прожилки сложены лишь сульфидно-смолковой (второй) и кальцит-сульфидно-смолковой (третьей) парагенетическими ассоциациями. Минералы, принадлежащие первой (молибденит-смолковой) парагенетической ассоциации, в них отсутствуют.

Диабазы вблизи контакта со смолковыми прожилками подвергаются изменениям. Неизменные диабазы вдали от смолковых прожилков имеют темно-зеленый цвет. Структура породы диабазовая. Порода состоит из идиоморфных вкрапленников лабрадора (№ 60), ксеноморфных выделений слабо хлоритизированных пироксенов, содержащих вкрапленники магнетита и резе пирита, а также тонкозернистой основной массы. Встречаются вкрапленники свежего апатита и сфена, нередко замещенного лейкоксеном. Недалеко от рудных тел основная масса диабазов обычно состоит из хлоритизированного стекла, в котором встречаются вкрапленники кварца. Лабрадор при этом замещен по краям альбитом (№ 5) и в центральной части содержит отдельные зерна карбоната и чешуйки серицита. По мере приближения к смолковым прожилкам увеличивается интенсивность замещения плагиоклаза альбитом, карбонатом и серицитом. Темноцветные полностью хлоритизируются и частично замещаются карбонатом. В породе увеличивается количество рудных минералов, главным образом магнетита и пирита. Среди основной массы наблюдается большое число хлоритовых гнезд, содержащих в центральной части карбонат. В непосредственном контакте со смолковыми прожилками альбитизированные вкрапленники плагиоклаза и темноцветные минералы почти нацело замещены хлоритом и карбонатом, причем карбонат преобладает над хлоритом.

В карбонат-хлоритовом агрегате наблюдаются мельчайшие кристаллики гематита, придающие породе красную окраску. Магнетит обычно отсутствует, и лишь местами видны его реликты, замещаемые карбонатом.

Пример изменения химического состава диабазового порфирита приведен на рис. 38. Здесь же для сравнения показаны изменения кварцевого порфира около того же прожилка. Как видно из приводимых графиков, по мере приближения к смол-

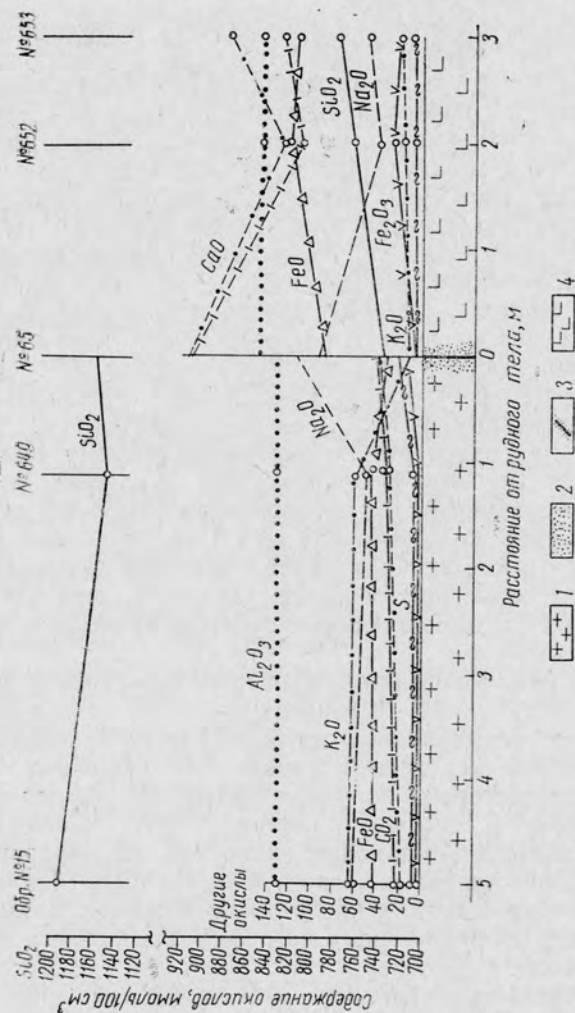


Рис. 38. График изменения химического состава диабазового и кварцевого порфирита около прожилка, сложенного второй и третьей паратектитическими ассоциациями урановой смолки (рудный прожилок проходит по контакту этих пород): 1 — интрузивные кварцевые порфиры; 2 — покрытие; 3 — рудный прожилок; 4 — диабаз.

ковому прожилку в диабазовом порфирите возрастает содержание H_2O^+ , FeO и MgO и несколько уменьшается содержание CaO , Na_2O , что обуславливается усилением процесса хлоритизации, идущего без существенного привноса железа и магния и разложения основных плагиоклазов с их карбонатизацией, альбитизацией и серицитизацией.

Вблизи смолкового прожилка наблюдается резкое возрастание содержания CaO , CO_2 и Na_2O . Это свидетельствует об увеличении карбонатизации и альбитизации плагиоклаза, при этом происходит не только перераспределение кальция и натрия на месте из состава плагиоклазов, но и отчетливо заметен привнос обоих компонентов в породу. Одновременно с этим происходило уменьшение содержания FeO , MgO , SiO_2 , H_2O^+ , что свидетельствует об уменьшении степени хлоритизации породы по мере приближения к прожилку, где преобладает карбонатизация. Обращает на себя внимание заметное уменьшение содержания трехвалентного железа в породе. Нередко вынос трехвалентного железа из диабазового порфирита очень интенсивен, в данном случае количество Fe_2O_3 уменьшается от 3,91 вес. % в обр. № 652 до 0,5 вес. % в обр. № 651. Вынос трехвалентного железа обусловлен замещением магнетита карбонатом. Приведенные данные по гидротермальному метаморфизму диабазов около смолковых прожилков определенно свидетельствуют о том, что процессы изменения диабазов и вмещающих кварцевых порфиров весьма сходны между собой и в то же время они свидетельствуют о несомненно дорудном возрасте диабазов, что имеет важное значение при решении вопроса о связях уранового оруденения с рудовмещающими субвулканическими интрузивами.

Жилы и прожилки кварц-барит-флюорит-кальцитовый стадии имеют мощность от 1 до 10 см (иногда до 1—1,5 м) и длину от 1 до 20—30 м по простиранию и до 60—80 м по падению. Они сложены в основном нерудными минералами (кальцит, барит, флюорит), среди которых получили развитие вкрапленники рудных минералов (клеюфан, галенит, пирит, халькопирит, реже гематит, магнетит, марказит, киноварь и пираргирит). Проведенные исследования показали, что наиболее полно минеральный состав этой стадии представлен в жилах и прожилках кварц-барит-флюорит-кальцитового состава, которые имеют следующее строение.

Зальбанды прожилков сложены гребенчатым кварцем, на разведенные вершинки которого нарастали розетки барита. Центральные части прожилков нередко заполнены кристаллами гематита. Розетки барита рассекаются тонкими микропрожилками мелкозернистого кварца второй генерации с хлоритом, пиритом и халькопиритом. При этом кварц корродирует барит. Вдоль извилистого контакта барита с кварцем в последнем отчетливо заметна тончайшая оторочка гематита. Эта ото-

рочка в отдельных случаях наблюдается в кристаллах кварца, врастающих в барит. Расположение кристалликов гематита параллельно верхним граням подчеркивает зоны роста отдельных более крупных кристалликов кварца. Хлорит в участках развития гематита обычно находится в небольших количествах или совершенно отсутствует. Как правило, вне участков пересечения барита кварцем в кристаллах кварца параллельно его граням наблюдается цепочка сферолитоподобных выделений хлорита, по всей вероятности, связанная с зонами роста кристаллов кварца. Расположение сферолитов хлорита в вершинках кристаллов кварца очень напоминает расположение гематитовых чешуек в аналогичных кварцевых кристаллах, врастающих в барит. Такая аналогия в расположении хлорита и гематита в кварце позволяет высказать предположение о том, что при замещении барита кварцем происходило локальное изменение минерального состава жил. Кварц-хлоритовая парагенетическая ассоциация в этой обстановке неустойчива и замещается кварц-гематитовой.

Основная масса хлоритовых сферолитов выделяется вне кварцевых зерен, выполняя пространство между ними. В пределах гнезд хлорита обычно наблюдаются кристаллы пирита (содержание в пирите кобальта измеряется в сотых долях процента), на которые нарастают сферолиты хлорита и зернистые агрегаты халькопирита. Следует отметить, что особенно много пирита и халькопирита наблюдается вблизи участков коррозии барита кварцем. Это подтверждает мысль об обогащении растворов ионом S^{2-} за счет восстановления иона SO_4^{2-} в барите. Хлорит, так же как и кварц, корродирует барит. При этом от кристаллов барита остаются нередко лишь реликты. В участках коррозии барита хлоритом особенно много пирита и халькопирита. Агрегаты сферолитов хлорита и сульфидов рассекаются микропрожилками флюорита. Коррозия этих минералов флюоритом не наблюдается. Гнездообразные выделения флюорита нередко контактируют с баритом, при этом вершины его веретенообразных индивидов иногда интенсивно корродируются флюоритом. В местах наиболее интенсивной коррозии барита, на контакте реликтов барита с флюоритом, появляются мельчайшие кристаллики пирита и марказита (рис. 39).

Центральные части кварц-барит-флюорит-кальцитовых прожилков заполнены кальцитом, обычно несколько обогащенным марганцем (до 2,5%) и железом (до 2,2%). В кальците в виде вкрапленников обычно встречаются клейофан (содержит тысячные доли процента кобальта), галенит, марказит, реже киноварь и пираргирит. Во флюорите, барите или кварце эти сульфиды не наблюдаются. Иногда отчетливо заметно нарастание зернистых агрегатов сульфидов на кристаллах кальцита и в свою очередь обрастание их кальцитом. Кальцит интенсивно корродирует кристаллы гребенчатого кварца первой генерации

и мелкозернистые образования кварца второй генерации. Точно так же кальцит интенсивно корродирует барит, от которого иногда остаются лишь реликты. Микропрожилки кальцита, отходящие от его зернистой массы, рассекают без следов корродирования гнездообразные выделения флюорита.

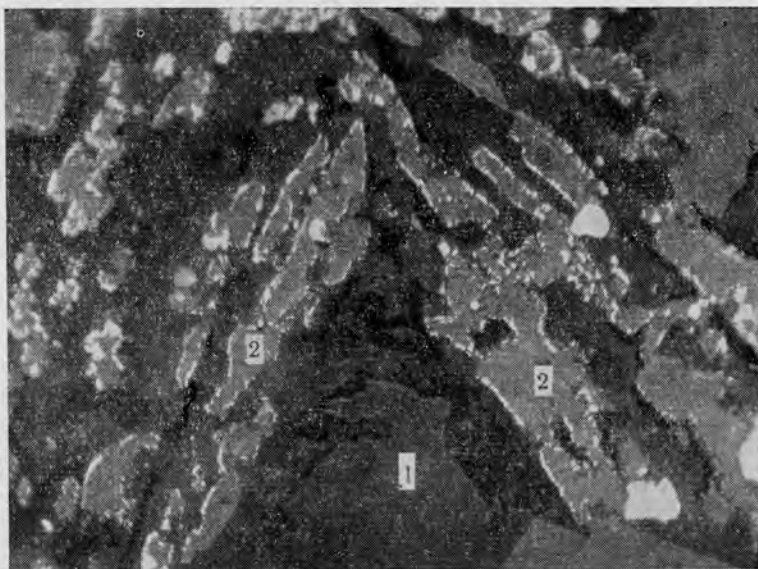


Рис. 39. Замещение барита флюоритом. На контакте флюорита (1) с баритом (2) видны кристаллики сульфидов пирита и марказита (полированный шлиф; $\times 320$).

Указанные взаимоотношения позволяют выделить пять последовательно сформировавшихся парагенетических ассоциаций или отдельных минералов, отложенных в эту стадию процесса минералообразования;

- 1) кварц первой генерации;
- 2) барит + гематит;
- 3) кварц второй генерации + магнетит + пирит + халькопирит + хлорит;
- 4) флюорит;
- 5) галенит + клейофан + пираргирит + марказит + киноварь + кальцит.

Минеральный состав жил и прожилков не является постоянным при их прослеживании по падению или простиранию. Так, при приближении к крупным тектоническим разрывам в составе жил увеличивается количество барита и кальцита и заметно уменьшается, вплоть до полного исчезновения, количество хло-

рита, халькопирита, пирита и клейофана. При этом содержание кальцита и галенита в жиле сохраняется. Вместе с тем по падению жил в их составе уменьшается количество барита и флюорита и возрастает количество кварца и хлорита при почти таком же содержании кальцита и сульфидов. В жилах нередко отсут-

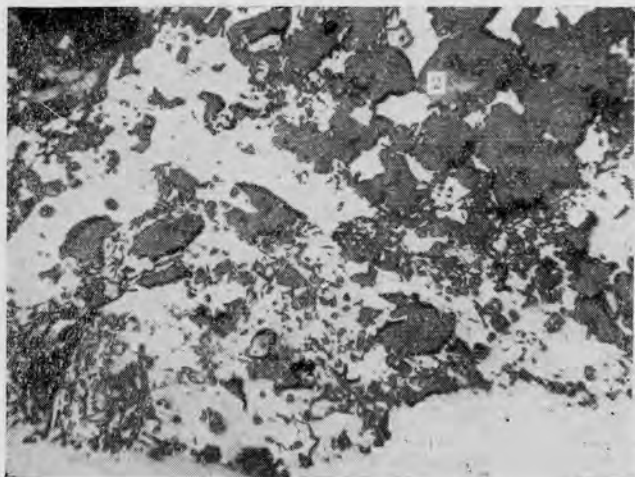


Рис. 40. Замещение галенита (1) сфалеритом (2) (полированный шлиф; $\times 80$).

ствует флюорит, количество которого заметно падает при переходе жил из породы среднего состава в породы кислого состава. Это свидетельствует о зависимости количества флюорита в жилах от содержания CaO в породах.

Прожилки данной стадии нередко пересекают жильные образования анкерит-сульфидной и смолковой стадий. В участках пересечения прожилков анкерит-сульфидной стадии в прожилках и жилах кварц-барит-флюорит-кальцитовый стадии резко возрастает количество галенита, который интенсивно, вплоть до полных псевдоморфоз, замещает пирит и железистый сфалерит (рис. 40). При пересечении прожилками кварц-барит-флюорит-кальцитовый стадии смолковых прожилков урановая смолка и молибденит интенсивно корродируются и замещаются флюоритом и кальцитом. При этом вблизи участков замещения в секущих прожилках, в кварце второй генерации, а также в кальците и флюорите появляются мельчайшие округлые выделения урановой смолки и концентрически-зональные и радиально-лучистые сферолиты молибденита (рис. 41). Следует подчеркнуть, что новообразования урановой смолки в более поздних прожилках появляются только вблизи участков пересечения

более ранних прожилков урановой смолки, в то время как сферолиты молибденита наблюдаются также на некотором расстоянии по восстанию от участков пересечения в жилах кварц-барит-флюорит-кальцитовой стадии. При этом переотложенный молибденит тесно ассоциирует только с кварцем и флюоритом, но не наблюдается в кальцитовой части жил. Появление ново-

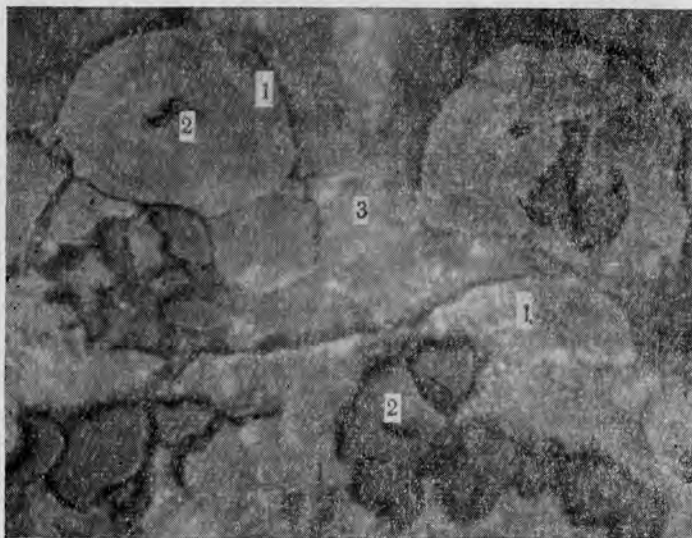


Рис. 41. Сферолиты молибденита вокруг образований урановой смолки (николи неполностью скрещены; $\times 320$):

1 — молибденит; 2 — урановая смолка; 3 — кальцит.

образований урановой смолки и молибденита в локальных условиях, описанных выше, заставляет предполагать, что они образовались в результате переотложения обоих минералов из более ранних смолково-молибденитовых прожилков. Интересно отметить, что урановая смолка в кварц-флюоритовых прожилках не содержит циркония и гафния в пределах чувствительности спектрального анализа, почти не содержит бериллия (иногда до десятитысячных долей процента), которыми обогащены урановые смолки различных генераций смолковой стадии, но в то же время в ее составе постоянно присутствуют примеси мышьяка, сурьмы (десятые доли процента), а также свинца (несколько процентов).

Жилы и прожилки этой стадии развиты почти исключительно в породах среднего состава и сопровождаются ореолом осветления, серицитизации и окварцевания, мощность которого колеблется от 10—20 см до 8—10 м. В пределах ореола наблюдается замещение пороодообразующего плагиоклаза серицитом,

биотита (последовательно) хлоритом, мусковитом и рудными минералами, роговой обманки (последовательно) хлоритом и агрегатом кварца и серицита. Кроме того, отчетливо видны окварцевание и серицитизация основной массы породы. Интенсивность этих замещений нарастает по мере приближения к жиле или прожилку. Вблизи жилы порода обычно теряет свою первоначальную структуру, превращаясь в агрегат кварца и серицита. В сильно измененной породе около прожилков и жил данной стадии отчетливо заметна обильная вкрапленность пирита.

В пределах измененных пород наблюдается развитие гнезд и прожилков кальцит-хлоритового состава. Взаимоотношение кальцит-хлоритовых образований с кварц-серицитовым агрегатом отчетливо показывает более позднее выделение кальцита и хлорита по отношению к серициту и кварцу. Последний обычно сильно корродируется кальцитом. В кальцит-хлоритовых гнездах нередко наблюдаются вкрапленники галенита и клейофана, тесно срастающиеся с зернами кальцита. Наряду с этими оба сульфида не образуют тесных сростаний с кварцем и вообще не наблюдаются в кварц-серицитовом агрегате вне кальцит-хлоритовых гнезд. В жилах этой стадии отчетливо заметно корродирование кварца кальцитом, т. е. те же взаимоотношения между обоими минералами, которые наблюдаются и во вмещающих породах. Такие аналогичные взаимоотношения между галенитом и клейофаном в жилах и во вмещающих породах позволяют считать, что березитизация вмещающих пород, по-видимому, связана с отложением в жилах кварца первой генерации. В то же время образование кальцит-хлоритовых гнезд следует связывать с формированием кальцитовых частей жил.

Представление о геохимических особенностях растворов различных стадий гидротермального процесса, основанные на анализе изложенного материала, суммированы в виде схематических таблиц изменения активности компонентов и предполагаемого изменения кислотности — щелочности гидротермальных растворов (табл. 3).

Как видно из табл. 3, ионы сульфидной и сульфатной серы в момент образования минералов находились в растворах всех стадий минералообразования. Наибольшая их активность достигалась в анкерит-сульфидную стадию, преимущественно во время отложения третьей парагенетической ассоциации. Смолковая стадия характеризуется более низкой их активностью, особенно в период формирования последней парагенетической ассоциации урановой смолки.

Изменение активности CO_3^{2-} иона однотипно для второй, третьей и четвертой стадий; величина его активности возрастала к концу всех этих стадий.

Поведение ионов Mg^{2+} , Ca^{2+} и Mn^{2+} в растворах второй, третьей и четвертой стадий в общем очень близкое. В начале

Таблица 3

Направления изменений активных концентраций компонентов гидротермальных растворов и кислотности-щелочности этих растворов

Компонент	1-я стадия (кварц-серцит- пиритовая) Ферритизация	2-я стадия (анкерит- сульфидная)	3-я стадия (смолковая)	4-я стадия (кварц-барит- флюорит- кальцитовая)
	1 2 3 4 5	1 2 3 4 5	1 2 3 4 5	1 2 3 4 5
АНИОНЫ	S^{2-}, S_2^{2-}			
	F^-	?	Низкая	Низкая
	CO_3^{2-}		?	
	As^{3-}	?	?	Низкая
	SO_4^{2-} (активно)	?	Низкая	Низкая
КАТИОНЫ	Si			
	Mg^{2+}	Низкая		
	Ca^{2+}	"		
	Mn^{2+}	"		
	Fe^{2+}			
	Pb^{2+}	Низкая		
	Zn^{2+}	"		
	Cu^+	?		
	Na^{2+}	Низкая	Низкая	Низкая
	As^{3+}	?	?	Низкая
ДОПОЛНИТЕЛЬНО	Mo	?	Низкая	"
	U	?	"	"
	Fe^{3+} (активно)	Низкая		
	K^+			
	Na^+	Низкая	Низкая	Низкая

Примечания: 1. Положение линий со стрелками схематично указывает на изменение величины активных концентраций компонентов при формировании каждой парагенетической ассоциации; излом линии отражает резкое изменение этих величин с их увеличением (стрелка вверх) или уменьшением (стрелка вниз).

2. Для второй, третьей и четвертой стадий минералообразования указан номер парагенетической ассоциации.

каждой стадии активность этих ионов невелика, затем к концу стадий она возрастает. В то же время наиболее высокая активность Mg^{2+} наблюдается в конце второй стадии (анкерит-сульфидной), а Ca^{2+} в конце третьей (смолковой) и особенно четвертой стадии (кварц-барит-флюорит-кальцитовая).

Поведение железа в растворах различных стадий очень своеобразно. Наиболее высокая активность соединений железа, очевидно, была в начале гидротермального процесса при отло-

жении более ранних парагенетических ассоциаций (первая, вторая и третья парагенетические ассоциации второй стадии и ассоциации первой стадии). В третью (смолковую) стадию активность железа низкая почти на всем ее протяжении; четвертая (кварц-барит-флюорит-кальцитовая) стадия характеризуется высокой активностью соединений железа в начале и середине стадии (вторая, третья и четвертая ассоциации) и уменьшением активности в конце ее.

Активность главных рудных компонентов (урана и молибдена) резко возрастает в третью стадию, причем активность соединений урана остается высокой почти на всем протяжении данной стадии, а активность соединений молибдена высока только в ее начале.

Изменение активностей щелочей (Na, K) имеет совершенно различный характер. Активность натрия увеличивается только к концу смолковой стадии, во всех остальных случаях она низка. В то же время активность калия значительна в растворах в середине второй стадии, в начале третьей стадии и большей части четвертой стадии. В целом в гидротермальном процессе активность калия выше, чем активность натрия.

Таким образом, анализ приведенного фактического материала показывает, что изменение активности некоторых ионов в течение второй, третьей и четвертой стадий носит пульсационный характер. Каждый цикл проявился в течение одной стадии минералообразования. Он характеризуется переходом от растворов, относительно обедненных активными концентрациями щелочных земель, щелочей и соединений свинца, цинка и карбонат-иона при относительно высокой активности сульфидной серы и кремнезема в начале и середине стадий растворов, к обогащенным активными концентрациями щелочных земель, щелочей (K, Na), соединений свинца, цинка и карбонат-иона при низкой активности кремнезема и сульфидной серы в конце стадий.

Изменение кислотности — щелочности растворов тесно связано с изменением активности различных ионов в растворах. Судя по характеру и интенсивности околожильных изменений, составу карбонатов и особенностям воздействия растворов на более ранние минералы жильного выполнения, щелочность растворов от первой стадии к третьей увеличивается. Кислотность растворов в начале четвертой стадии возрастает по сравнению с концом третьей стадии, и, судя по околожильным изменениям, их кислотность была выше, чем в начале второй стадии, и в то же время близкой к березитизирующим растворам первой стадии. В конце четвертой стадии растворы характеризовались явно щелочными свойствами, близкими по своей щелочности к растворам конца третьей стадии.

Щелочность растворов конца второй стадии, если учесть направление процесса околожильных изменений, была несколько

выше, чем в начале третьей стадии. Растворы в начале второй стадии были, несомненно, более щелочными, чем в конце первой стадии. Об этом свидетельствует направление процесса околожильных изменений вмещающих пород и, кроме того, значительно более высокая интенсивность изменения пород в первую стадию по сравнению с началом второй стадии. Таким образом, изменение рН растворов имеет эволюционно-пульсационное изменение от первой к третьей стадии. При этом скачки в изменении рН от конца предыдущей стадии к началу последующей были, по-видимому, относительно небольшими. Смолковая стадия минералообразования, как это следует из анализа изменения рН растворов, характеризуется в общем более щелочными растворами по сравнению с растворами предыдущих стадий. Сочетание более высокой щелочности растворов с высокой активностью ионов CO_3^{2-} и пониженной активностью сульфидной серы по сравнению с растворами предыдущих стадий обуславливало, по-видимому, более благоприятные условия для образования хорошо растворимых комплексных уранил-карбонатных соединений урана, что вероятно, и явилось основной причиной появления урана именно в эту стадию минералообразования. Близкие условия по щелочности и активности карбонат-иона и сульфидной серы существовали в растворах конца четвертой стадии, что позволяет предполагать возможность переноса урана в этих растворах. Наблюдающееся растворение ранее отложенной урановой смолки и переотложение в составе кальцит-сульфидной ассоциации четвертой стадии подтверждают высказанное предположение. В то же время отсутствие урановой смолки в составе этой же ассоциации вне участков растворения ранее отложенной урановой смолки говорит о том, что растворы конца четвертой стадии не были ураноносными в самом начале. По всей вероятности, причиной, вызвавшей отсутствие значительных концентраций уранил-карбонатных соединений в растворах четвертой стадии, явилась повышенная концентрация щелочных земель — кальция и магния. В связи с этим активная концентрация свободного CO_3^{2-} оказалась значительно меньше, чем в растворах смолковой стадии.

ГЛАВА IV

ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫЕ УРАН-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К КИСЛЫМ ЭФФУЗИВНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКИМ ПОРОДАМ

1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения этой группы располагаются в пределах геосинклинальных блоков третьего типа, для которых характерны резко повышенная стабильность и выпадение двух первых стадий геосинклинального процесса при сокращенном развитии образований остаточной геосинклинали. Эта особенность формирования подобных блоков находит свое выражение в отсутствие нижних и средних ярусов, а также в сокращенных мощностях отложений верхних ярусов в разрезах собственно геосинклинальных структурных этажей. Материалы, полученные в результате детальных исследований месторождений этой группы, показывают, что для них характерны незначительные глубины образования и пространственная близость к жерловым фациям кислых эффузивных пород.

Геологическое строение рудных полей месторождений этой группы определяется приуроченностью их к областям, для которых характерно широкое развитие эффузивно-пирокластических образований преимущественно кислого состава. Обычно эти образования располагаются непосредственно на глубоко размытой поверхности древнего складчатого основания и часто образуют замкнутые депрессионные структуры типа пологих мульд. От выступов пород нижнего этажа эти мульды отделяются кольцевыми сбросами, заложенными в период палеовулканической деятельности и неоднократно подновляющимися позднее. Эффузивно-пирокластические образования вблизи выступов основания полого падают в сторону центральных частей мульд, а в их пределах обычно залегают почти горизонтально или слабо наклонены к центрам извержений. Рудные концентрации сосредоточены на участках, где разрывы пересекают благоприятные для рудоотложения горизонты эффузивных пород, которые обычно обнаруживают отчетливую слоистость.

Среди них выделяются пирокластические выбросы, слабо перемытые вулканогенно-осадочные отложения, лавовые покровы, послонные инъекции и экструзивные образования, слагающие жерла вулканов. Общая мощность вулканогенных отложений редко превышает 1200—1500 м, но их распределение внутри мульд весьма сложно. Горизонты различных пород не выдержаны по мощности, выклиниваются на коротких расстояниях и почти никогда не распространяются на всю их площадь, в результате чего геологические разрезы разных участков иногда существенно отличаются друг от друга. Нередко в основании вулканогенной толщи залегают эффузивные и пирокластические породы андезит-дацитового состава, образующие нижнюю свиту, в разрезе которой присутствуют туфогенные песчаники, конгломераты, туфы и туфобрекчии дацитов и андезитов, массивные андезиты и дациты, а также агломераты с обломками самых различных более древних пород.

Остальная, значительно большая часть разреза вулканогенных отложений сложена кислыми породами, формирование которых происходило с незначительными перерывами в течение длительного времени. Среди кислых вулканогенных пород встречаются туфогенно-осадочные отложения небольшой мощности, сформированные в континентальных условиях. Судя по залеганию и фациальному облику, они принадлежат осадкам внутрикальдерных водоемов, отложившимся в периоды относительно спокойной деятельности вулканов.

Лавы ультракислых фельзитов часто занимают особое положение в разрезах, залегая с резкими угловыми несогласиями на подстилающих их вулканогенных отложениях, а местами и на породах нижнего структурного этажа. На участках, где они образуют покровы, устанавливается закономерное чередование различных фациальных разностей. Корневые части фельзитовых покровов располагаются обычно в краевых частях мульд, в зонах кольцевых кальдерных разломов. На месторождениях такие фельзиты образуют изометрические или дайкообразные тела, к которым пространственно тяготеет промышленное оборудование.

Интрузивные породы, близкие по возрасту к вулканогенным отложениям, слагают некообразные тела, а также поздние дайки регионального распространения. Среди них встречаются андезиты и дациты и более молодые кварцевые порфиры и фельзиты, которые являются «корнями» отмеченных выше покровов кислых пород, залегающих в средней и верхней частях разреза. Субвулканические интрузивы отчетливо тяготеют к зонам крупных секущих разрывов и к кольцевым разломам. Ранние субвулканические интрузивы в основном располагаются в центральных частях мульд, а поздние тяготеют к их периферическим зонам, где развиты кольцевые и полукольцевые разломы.

Все эффузивные породы и субвулканические интрузивы пересекаются серией даек кислого и основного составов, которые чаще всего образуют протяженные поясы и реже встречаются в виде обособленных тел. В пределах поясов обычно развиты лишь дайки одного состава и редко встречаются участки, где пространственно совмещены различные дайки. Наиболее ранними из них являются дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров, позже которых формировались биотитовые лампрофиры (минетта), микрогранофир-фельзиты и близкие к ним породы. Завершают магматическую деятельность дайки диабазов и диабазовых порфиритов. Дайки диабазов принадлежат к региональной серии и не обнаруживают пространственной связи с определенными субвулканическими и гипабиссальными интрузивами, завершающими магматическую деятельность в районе. Поэтому появление диабазовых даек на завершающей стадии формирования эффузивных и интрузивных пород гранитоидного ряда нельзя связывать с тем же процессом развития магматизма, который привел к образованию сложной серии пирокластических отложений, эффузивных и субвулканических тел кислого состава. Вероятнее всего они являются отщеплениями более глубинного магматического очага.

В целом эффузивные породы среднего этажа, связанные с ними субвулканические интрузивы и поздние дайки кислых пород, образуют единый комплекс, весьма характерный для завершающей стадии геосинклинального развития некоторых рудных районов, расположенных в пределах внутренних поднятий складчатых областей.

Исключительно большую роль в геологической структуре рудных полей этой группы играют тектонические разрывы. Наиболее крупные из них имеют длительную историю развития и сложное строение. Среди них выделяются крутые и пологопадающие разрывы, которые различаются по заполнению и амплитудам перемещения разновозрастных отложений.

Некоторые крупные разрывы были заложены еще в период активного развития магматизма при формировании структур складчатого основания нижнего этажа и сыграли существенную роль позднее, в процессе вулканической и постмагматической деятельности, так как служили путями перемещения магматических расплавов и гидротермальных рудоносных растворов. Для них характерны суммарные амплитуды перемещения основания эффузивов по вертикали, достигающие 400—500 м.

Другие подобные разломы не испытывали значительных подновлений в период гидротермальной деятельности, и, вероятно, поэтому около них не встречаются постмагматические (гидротермальные) образования. Амплитуды перемещения по ним составляют первые сотни метров.

В качестве примера можно привести описание одной из зон крупного секущего разлома, имеющего длительную историю

развития. В висячем боку разлома на всем его протяжении располагаются эффузивно-осадочные отложения. В лежащем боку на значительных площадях в виде окон среди эффузивов обнажаются породы основания, прорванные многочисленными дайками аплитов, андезитов, дацитов, фельзитов, лампрофиров и гранодиорит-порфиров, образующих древний дайковый пояс, вытянутый вдоль разлома. Наличие дайкового пояса свидетельствует о том, что разлом был заложен задолго до начала палеовулканической деятельности.

Сопоставление разрезов эффузивных отложений по обе стороны разлома показывает, что амплитуды перемещений их основания достигают 400 м, в то время как амплитуды перемещения эффузивов верхней части разреза не превышают первых метров. Амплитуды движений по разлому не одинаковы на разных его участках по простиранию. Максимальные вертикальные перемещения (почвы нижней свиты) установлены в средней части мульды, а по направлению к краевым частям амплитуды перемещений постепенно уменьшаются, не превышая 50 м в ее периферической зоне.

Характерно, что в зоне разлома располагаются неки и дайкообразные тела кварцевых порфиров, фельзитов и флюидальных сферолит-порфиров. Разрезы вулканогенных отложений в лежащем и висячем боках зоны разлома существенно различаются. В лежащем боку мощности эффузивно-осадочных отложений значительно меньше, чем в висячем. Сопоставление разрезов показывает, что блок, расположенный в висячем боку разлома, в период формирования вулканогенных отложений испытывал постоянные погружения. В пределах указанного блока располагались обособленные вулканические аппараты, продукты извержений которых не распространялись на всю площадь мульды.

Таким образом, уже на ранней стадии формирования эффузивов разлом отделял два участка, отличавшихся по проявлению вулканической деятельности и еще более обособлявшихся в процессе ее развития.

Перемещения по разлому происходили многократно. Движения с максимальной амплитудой происходили перед формированием покрова кварцевых порфиров, который всюду падает от разлома в сторону висячего бока и заполняет значительное углубление в средней части мульды, выравнивая палеорельеф. Более молодые агломераты, пепловые туфы и бурые фельзиты, залегающие выше этого покрова в лежащем боку разлома, лишь несколько приподняты по отношению к висячему боку. Еще более молодые лавы фельзитов располагаются в пониженных участках палеорельефа, выравнивают его поверхность в лежащем боку разлома. Верхняя граница покрова фельзитов лишь на несколько метров перемещается по разлому. В зоне разлома широко развиты послевулканические (региональные)

дайки диабазов, которые около крупных тектонических швов интенсивно раздроблены и претерпели гидротермальный метаморфизм, иногда с потерей первичной структуры, хотя перемещения даек по швам не превышают 1—5 м.

Внутреннее строение разлома в гранитах и сланцах нижнего структурного этажа и в эффузивах неодинаково. В гранитоидах и сланцах в зоне разлома выделяется серия четких обособленных швов, сопровождающихся мощной глиной трения, которые преимущественно развиваются по контактам многочисленных древних даек, приуроченных к разлому. Тектонические швы всегда заполнены глиной трения и сопровождаются широким ореолом нарушенных и измененных пород. Граниты интенсивно березитизированы и заключают в себе кварцевые и кварц-пиритовые жилы, секущие дайки. В свою очередь жилы пересекаются базальными слоями эффузивов и встречаются в обломках агломератов. На отдельных участках разлома здесь же закартированы неки и дайки кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, связанные с покровами эффузивных пород, которые вмещают смолково-молибденитовые и другие гидротермальные образования.

Среди вулканогенных отложений строение разлома существенно отличается. Здесь отсутствуют многочисленные древние дайки, сопровождающие гранитоидные интрузивы основания, но хорошо выделяются тектонические швы с глиной трения, около которых располагаются поздние дайки диабазов и кварц-флюоритовые жилы и прожилки. Мощность тектонических швов в эффузивах значительно меньше, чем в породах нижнего этажа; менее проявлен катаклиз и гидротермальный метаморфизм. Ширина ореолов изменения около швов составляет 5—25 м. Амплитуды перемещения верхней части разреза эффузивных пород не превышают 25—50 м. Таким образом, наиболее крупные долгоживущие разломы в значительной степени предопределили наблюдаемое в настоящее время размещение эффузивов в пределах отдельных блоков. В зонах таких разломов размещаются кварц-флюоритовые месторождения и небольшие уран-молибденитовые рудные тела.

Кроме разломов описанного типа важную роль в распределении магматических образований и в особенности урановых рудных тел играют крутопадающие скрытые разрывы, неотчетливо проявленные в эффузивных образованиях и представленные серией тонких трещин кулисного строения (рис. 42 и 43). Амплитуды перемещения по этим разломам не превышают первых десятков метров. Часто в таких трещинных зонах располагаются послееффузивные дайки кислых пород и лампрофиров, имеющие сорванные контакты. При детальном изучении устанавливается, что в зонах трещиноватостей располагаются неки и дайкообразные тела фельзитов, часто перекрытые более поздними выбросами пирокластического материала и потоками лав.

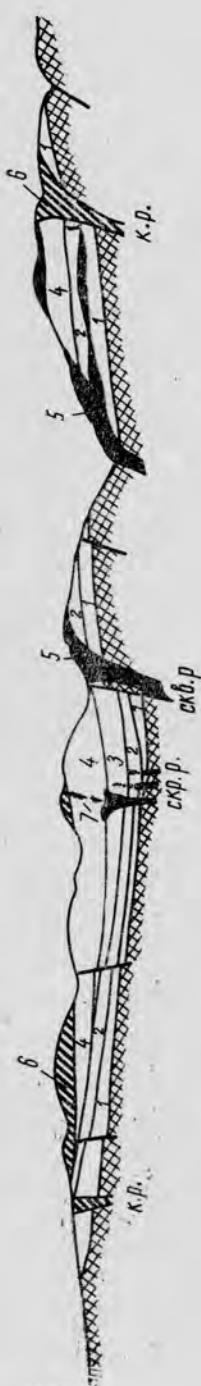


Рис. 42. Разрез через мутьду, заполненную вулканогенными образованиями (зашифровано гранитоидное основание мутьды):

1 — нижняя, андезит-дацитовая свита; 2 — 6 — вулканогенные кислые породы верхней свиты (2 — нижняя толща порокластических отложений, 3 — сложная толща кварцевых порфиров; 4 — средняя толща порокластических отложений; 5 — экструзивы фельзитов; 6 — верхняя толща порокластических отложений и близкие к ней по возрасту экструзивы липаритов); 7 — рудные тела; 8 — скрытые разломы; 9 — скрытые разломы; 10 — скрытые разломы; 11 — скрытые разломы; 12 — скрытые разломы; 13 — скрытые разломы; 14 — скрытые разломы; 15 — скрытые разломы; 16 — скрытые разломы; 17 — скрытые разломы; 18 — скрытые разломы; 19 — скрытые разломы; 20 — скрытые разломы; 21 — скрытые разломы; 22 — скрытые разломы; 23 — скрытые разломы; 24 — скрытые разломы; 25 — скрытые разломы; 26 — скрытые разломы; 27 — скрытые разломы; 28 — скрытые разломы; 29 — скрытые разломы; 30 — скрытые разломы; 31 — скрытые разломы; 32 — скрытые разломы; 33 — скрытые разломы; 34 — скрытые разломы; 35 — скрытые разломы; 36 — скрытые разломы; 37 — скрытые разломы; 38 — скрытые разломы; 39 — скрытые разломы; 40 — скрытые разломы; 41 — скрытые разломы; 42 — скрытые разломы; 43 — скрытые разломы; 44 — скрытые разломы; 45 — скрытые разломы; 46 — скрытые разломы; 47 — скрытые разломы; 48 — скрытые разломы; 49 — скрытые разломы; 50 — скрытые разломы; 51 — скрытые разломы; 52 — скрытые разломы; 53 — скрытые разломы; 54 — скрытые разломы; 55 — скрытые разломы; 56 — скрытые разломы; 57 — скрытые разломы; 58 — скрытые разломы; 59 — скрытые разломы; 60 — скрытые разломы; 61 — скрытые разломы; 62 — скрытые разломы; 63 — скрытые разломы; 64 — скрытые разломы; 65 — скрытые разломы; 66 — скрытые разломы; 67 — скрытые разломы; 68 — скрытые разломы; 69 — скрытые разломы; 70 — скрытые разломы; 71 — скрытые разломы; 72 — скрытые разломы; 73 — скрытые разломы; 74 — скрытые разломы; 75 — скрытые разломы; 76 — скрытые разломы; 77 — скрытые разломы; 78 — скрытые разломы; 79 — скрытые разломы; 80 — скрытые разломы; 81 — скрытые разломы; 82 — скрытые разломы; 83 — скрытые разломы; 84 — скрытые разломы; 85 — скрытые разломы; 86 — скрытые разломы; 87 — скрытые разломы; 88 — скрытые разломы; 89 — скрытые разломы; 90 — скрытые разломы; 91 — скрытые разломы; 92 — скрытые разломы; 93 — скрытые разломы; 94 — скрытые разломы; 95 — скрытые разломы; 96 — скрытые разломы; 97 — скрытые разломы; 98 — скрытые разломы; 99 — скрытые разломы; 100 — скрытые разломы.

К неккам и дайкообразным телам пространственно тяготеют основные рудные тела, представленные вытянутыми штокверками и трещинными зонами сложного строения.

Кольцевые сбросы имеют также длительную историю развития и сложное строение. Большая часть из них заполнена дайкообразными телами кварцевых порфиров, гранит-порфиров и кластолав кварцевых порфиров, которые образуют прерывистые кольца по периферии мутьды. Контакты магматических тел обычно нарушены, а вмещающие породы безрезитизированы. Около швов на отдельных участках развиты кварц-пирит-халькопиритовые, а также кварц-барит-флюоритовые прожилки и жилы с галенитом. Суммарные амплитуды перемещения основания эффузивов по кольцевым сбросам составляют 250—500 м. Фациальный анализ показывает, что некоторые кольцевые сбросы были заложены еще при формировании эффузивов нижней части разреза и особенно активно подновлялись в завершающий период эффузивной деятельности, при внедрении поздних экструзивных тел и региональных даек. В период гидротермальной деятельности перемещения по ним были незначительны.

Пологопадающие разрывы в основном развиты вблизи некковых участков. Они преимущественно приурочены к прослоям осадочных пород и представлены серией сближенных плоскостей с глинами трения, по которым устанавливаются незначительные перемещения (1—0,5 м), ориентированные от центральной части эруптивных аппаратов к их периферии. Кроме пологих разрывов также встречаются пологопадающие системы трещин, образовавшихся в контактовых зонах некковых тел, там, где они из пологого залегания переходят в крутое. В отдельных случаях указанные трещины



Рис. 43. Строение зоны скрытого разлома в верхнем структурном этапе среди вулканических отложений:
 1 — дайки лампрофиров; 2 — дайки кварцевых порфиров; 3 — эффузивно-пирокластические отложения; 4 — сбросы (крестом показан опущенный блок, а цифра означает амплитуду перемещения); 5 — мелкие трещины; 6 — альбитизированные и покрашенные породы; 7 — рудные жилы; 8 — элементы залегания.

образуют штокверки, игравшие роль рудовмещающих полостей при рудоотложении. Образование пологих трещин, по-видимому, связано с воздействием на породы вулканических взрывов.

2. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ УЧАСТКОВ РАЗВИТИЯ ЖЕРЛОВЫХ ФАЦИЙ КИСЛЫХ ПОРОД

С некками фельзитов и кварцевых порфиров пространственно тесно связаны урановые рудные тела, поэтому рассмотрение условий залегания и строения участков их локализации представляет особый интерес.

Разрез эффузивно-осадочных пород на участках, где расположены жерловины палеовулканов, обычно отличается от разрезов этих отложений в окружающих районах. Здесь шире развиты лавовые и игнимбритовые разности, туфо- и лавобрекчии, для которых характерна большая крупность обломков. Туфы имеют незначительное развитие. На этих участках интенсивнее, чем в окружающем районе, проявлено фумарольно-сульфатное изменение пород.

На рис. 44 приведена блок-диаграмма одного из участков, непосредственно примыкающего к жерловине палеовулкана. Из рассмотрения блок-диаграммы, а также схематизированных планов (рис. 45) и разрезов этого участка (рис. 46) очевидно, что внедрение слагающих некк фельзитов произошло после того, как сформировался мощный покров флюидальных кварцевых порфиров, его агломератов, кластолав и лавобрекчий.

На поверхности, где покровные фельзиты и туфы верхней части разреза залегают над некком, устанавливается, что они в виде воронки полого падают к его центральной части. Такое залегание пород, возможно, связано с их проседанием после вулканических взрывов, которые сопровождали извержения. Подобные проседания с образованием воронкообразных структур установлены при проведении подземных атомных взрывов в Неваде и описаны в литературе [54].

Характерно, что на участке, примыкающем к некку, заметно возрастает мощность подстилающих фельзиты агломератов, а также туфо- и лавобрекчий фельзитов, залегающих выше. Над лавобрекчиями фельзитов, под пепловыми туфами на этом участке обнаружена пологая серповидная залежь сферолитовых фельзитов и фельзит-порфиров, переходящая по падению в вертикальное трубчатое тело. Детальное изучение покрова эффузивов на этом участке указывает на то, что формирование его происходило в результате неоднократных выбросов пирокластического материала и излияния лав из той же жерловины палеовулкана, которая позднее была заполнена фельзитами некка и брекчиями.

На более глубоких горизонтах под агломератами некк имеет оваловидную форму, усложненную дайкообразной апофизой.

Последняя в верхней части сложена агломератами, которые сменяются по падению лавобрекчиями фельзитов и затем фельзитами. Весьма характерно, что указанное дайкообразное тело, так же как и неkk, является скрытым и не выходит на дневную

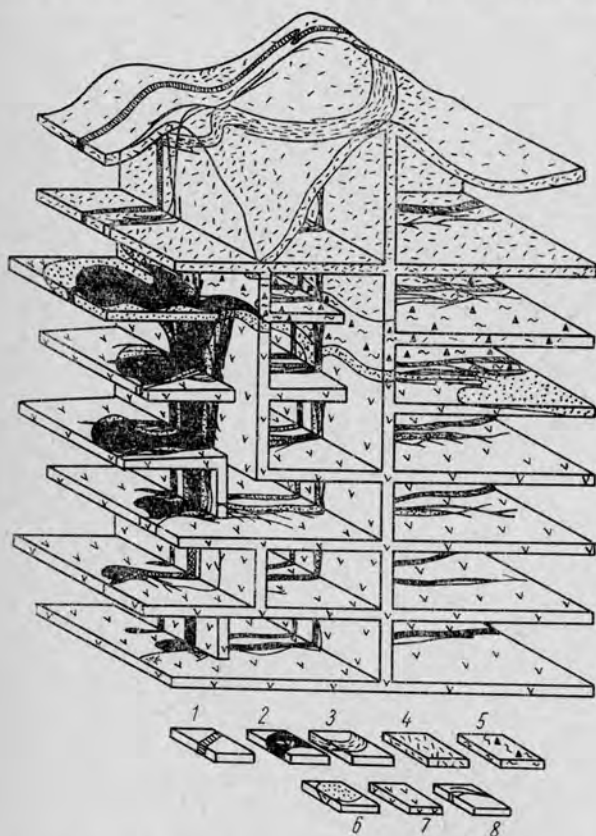


Рис. 44. Блок-диаграмма участка, примыкающего к жерловине палеовулкана:

1 — дайки кварцевых порфиров; 2 — фельзиты и их брекчии, слагающие экструзив; 3 — покровные фельзит-порфиры; 4 — туфы кислых пород; 5 — покровные брекчии фельзитов; 6 — агломераты; 7 — сложный покров кварцевых порфиров; 8 — рудные жилы.

поверхность. Около некка в зоне одного и того же разрыва кроме этой дайки располагаются другие скрытые экструзивные тела фельзитов, не связанные с некком.

Субвулканическое тело некка и дайкообразные экструзивы сложены массивными фельзитами, фельзит-порфирами и сферолит-порфирами, которые образовались в результате одноактного внедрения магматических расплавов и являются фациальными разностями, расположенными в их краевых и центральных ча-

стях. Кроме этих пород в строении верхней части некка принимают участие более ранние по отношению к фельзитам агломераты, а также поздние эруптивные брекчин, полукольцом охватывающие тело некка со стороны дайкообразной апофизы.

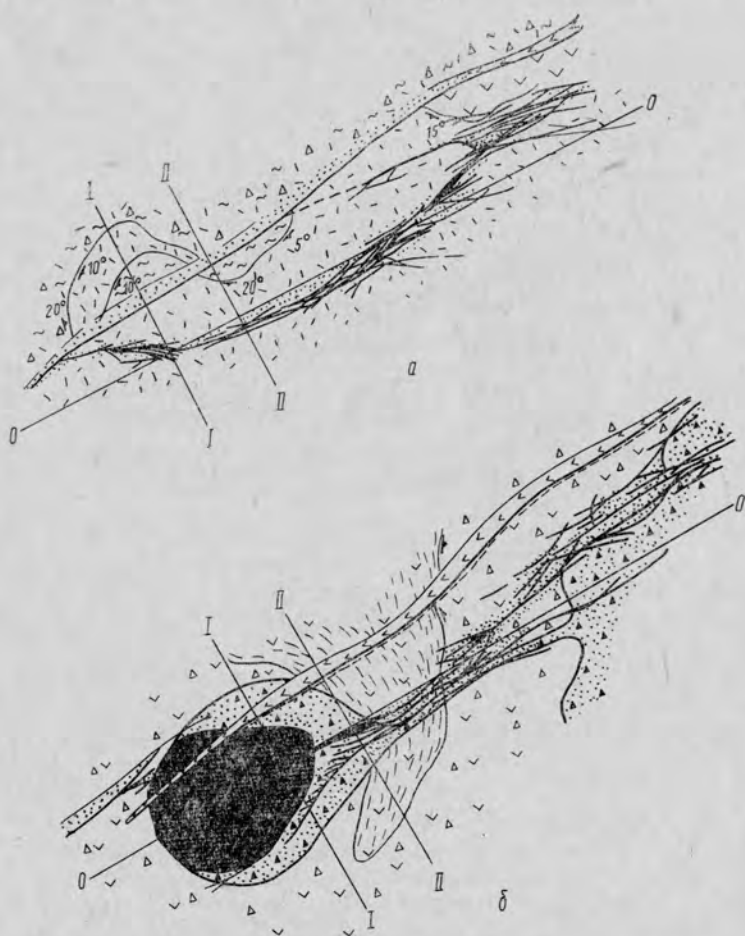


Рис. 45. Планы рудных жильных зон, тяготеющих к экстррузиву (условные обозначения см. на рис. 46);

a — выше экстррузива фельзитов; *б* — в средней части экстррузива фельзитов.

По своему химическому составу фельзитовые породы экстррузива относятся к ультракислым разностям и соответствуют аляскитам Дели. Для них характерно резкое преобладание калия над натрием. Среди акцессорных минералов наибольшее распространение имеет флюорит и в меньших количествах встречается циркон, в которых в качестве постоянных примесей

устанавливаются иттрий и бериллий. В контактовой зоне с вмещающими породами породы экструзива слабо гидротермально метаморфизованы, в то время как окружающие некк агломераты подверглись интенсивному гидротермальному изменению. Они

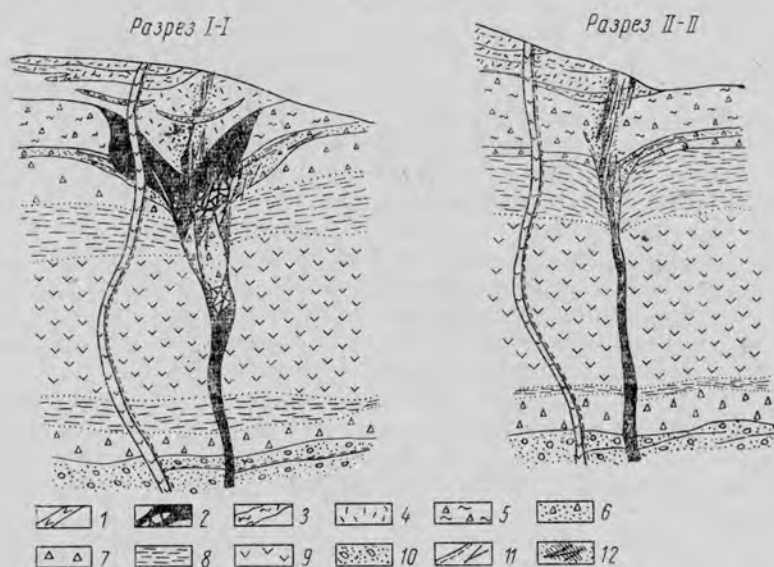


Рис. 46. Разрезы вкрест простирания рудных жильных зон, тяготеющих к экструзиву фельзитов (планы см. на рис. 45):

1 — кварцевые порфиры; 2 — фельзиты и их брекчии; 3 — покровные фельзиты; 4 — туфы кислых пород; 5 — лавобрекчии фельзитов; 6 — агломераты; 7 — лавобрекчии кварцевых порфиров; 8 — флюидальные кварцевые порфиры; 9 — кластолавы кварцевых порфиров; 10 — нижние агломераты; 11 — тектонические швы и трещины; 12 — зоны альбитизации и рудные жилы.

содержат значительные количества пирита и вторичных глинистых минералов, из которых наиболее распространенными являются гидрослюда и монтмориллонит. Наиболее интенсивное изменение наблюдается в мелкообломочном цементе агломератов, а крупные фельзитовые и гранитные обломки сохраняют первичный облик.

Породы некка имеют стекловатую структуру основной массы до глубины 800—850 м от поверхности, существовавшей в период их формирования, что, несомненно, свидетельствует о внедрении их в уже остывшие пирокластические выбросы и эффузивные покровы, принадлежащие нижней и средней частям верхней свиты кислых пород.

После фельзитов и эруптивных брекчий сформировалась сложная серия кислых эффузивных пород, слагающих верхнюю часть разреза вулканогенных отложений. Еще более молодыми являются многочисленные дайки кварцевых порфиров — гранит-

порфиров, лампрофиров, микрогранофиров и диабазов, которые встречаются около некка и широко развиты в окружающем районе.

Значительный интерес представляют данные, указывающие на глубину формирования верхней части фельзитовых экструзивов. Реставрация разреза вулканогенно-осадочных отложений, существовавшего в период внедрения экструзивных тел, показывает, что послойное растекание магматических расплавов при их внедрении происходило на глубине около 400—550 м от поверхности, при давлении массива перекрывающих пород около 100 кг/см². На больших глубинах фельзиты залегают почти вертикально и приурочены к системе трещин.

Характерно, что верхние части урановых рудных тел также формировались на глубинах не более 500 м от поверхности, существовавшей в период рудоотложения. Подобное совпадение глубин образования субвулканических тел фельзитов и рудных тел имеет важное значение при рассмотрении причин пространственного совмещения экструзивов и оруденения.

В пределах рудных полей месторождений, приуроченных к кислым эффузивно-пирокластическим породам, развиты многочисленные гидротермальные образования, представленные жилами и прожилками галенит-молибденит-смолкового и кварц-флюорит-галенитового состава.

Жилы и прожилки галенит-молибденит-смолкового состава пространственно связаны с экструзивными телами фельзитов. Рудные жилы месторождений этого типа формируются в одну стадию гидротермального процесса, сопровождаются вкрапленным оруденением галенита, урановой смолки и некоторых других минералов.

Кварц-флюоритовые и флюорит-галенитовые жилы расположены в пределах сложных некков фельзит-порфиров и сферолит-порфиров в зонах крупнейших разломов.

В пределах собственно флюоритовых месторождений в кварц-флюоритовых жилах и прожилках не установлено даже незначительных концентраций первичных урановых минералов. По-видимому, эти жилы сформировались раньше уранового оруденения в самостоятельную стадию минералообразования.

В вертикальном разрезе флюоритовые рудные тела прослеживаются из нижнего этажа до верхних горизонтов эффузивов, а урановые рудные тела залегают только в средних частях разрез.

3. УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ И СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ

В уран-молибденовых месторождениях третьей группы рудные тела представлены серией сближенных, крутопадающих жил сложного строения, которые в плане и разрезе располагаются кулисообразно и в основном параллельно друг другу. Рудные

тела залегают в зонах долгоживущих разломов, среди слагающих средний структурный этаж вулканогенно-осадочных пород и пространственно тяготеют к поясам поздних даек кислого состава, около которых развиты многочисленные кулисные трещины, заполненные прожилками урановой смолки. Обычно здесь же встречаются и более ранние экструзивные тела фельзитов, а также широко проявляется гидротермальный метаморфизм пород.

В качестве примера трещинно-жильных месторождений в кислых эффузивно-пирокластических породах ниже рассматривается месторождение, на котором рудные жилы в плане и в разрезе располагаются почти параллельно друг другу, причем дайки являются своеобразным «барьером», ограничивающим распространение оруденения на одном фланге. Другой фланг месторождения в плане ограничивается крупным сбросом, около которого развиты многочисленные дайки лампрофиров. Таким образом, рудные жилы оказываются заключенными в блоке, ограниченном с одной стороны дайками кварцевых порфиров, а с другой — сбросом и дайками лампрофиров. В пределах блока рудные жильные зоны нередко ограничиваются крупными поперечными тектоническими швами, которые особенно ярко проявлены на нижних горизонтах месторождения. Поперечные разрывы представляют собой сбросы с незначительной амплитудой перемещения эффузивных пород, заполненные мало-мощной глиной трения.

Рудные тела часто обнаруживают отчетливую пространственную приуроченность к скрытым неккам и дайкам фельзитов, которые заполняют жерловины палеовулканов и не выходят на современную эрозионную поверхность. Располагаясь в разрезах гипсометрически несколько выше некков или дайковых тел, они являются по существу их структурным продолжением по восстанию. Иногда рудные тела в разрезе пространственно совмещены с некком фельзитов, но и в этом случае основное оруденение концентрируется в контактовой зоне некка, в пределах эруптивных брекчий и пепловых туфов.

Обращает на себя внимание, что рудные тела месторождения располагаются только в пределах средней части разреза вулканогенных отложений. Оруденение практически отсутствует в агломератах нижней свиты, а верхние части рудных тел ограничиваются лавами кварцевых порфиров верхней части разреза и в большинстве случаев не выходят на современную эрозионную поверхность.

Часть рудных жил пространственно тяготеет к некку фельзитов. Как видно на рис. 45 и 46, они образуют жильные зоны, состоящие из серий рудоносных трещин, которые располагаются на различных горизонтах месторождения. По вертикали они отчетливо разделяются на две части: верхнюю, располагающуюся в пределах покровной части эффузивов над некковым телом, и

нижнюю, приуроченную к крутопадающим дайкообразным телам брекчий, которые полукольцом обрамляют некк.

Верхняя часть жильной зоны представляет собой линейную трещинную структуру, в пределах которой выделяется несколько тектонических швов, сопровождающихся серией мелких трещин, вмещающих рудную минерализацию. Вся верхняя часть жильной зоны располагается на непосредственном продолжении по восстанию дайкообразного тела брекчий. Основные рудные концентрации сосредоточены в пределах пепловых туфов; прослой бурых фельзитов и сферолитовых фельзитов содержат незначительное количество металла. При этом в туфах рудовмещающие трещинные зоны образуют сложную серию и окружены мощным ореолом окolorудных изменений.

Среди покровных фельзитов, массивных сферолит-порфиров и их лавобрекчий эти рудные жильные зоны имеют относительно простое строение. Они представлены тонкими линейными трещинами, в которых смольковые прожилки развиваются в виде прерывистых линзовидных скоплений, имеющих небольшую мощность. Около рудных прожилков вмещающие породы имеют, как правило, темно-вишневый цвет, а во внешней зоне в них развивается альбит. Ширина зоны окolorудных изменений обычно не превышает первых метров и не сопоставима с масштабами изменений, которые характерны для пепловых туфов. На отдельных участках рудной зоны в пределах фельзитов промышленное оруденение практически отсутствует, хотя выше и ниже их рудные прожилки бывают широко развиты.

Нижняя часть жильных зон имеет более сложное строение, чем верхняя. Рудные тела располагаются полукольцом около некка фельзитов и в основном приурочены к эруптивным брекчиям, образующим сложное дайкообразное тело. Форма и строение жильных зон зависят от формы неккового тела. Наибольшее количество рудных трещин располагается на участке, где фельзиты некка из крутого залегания переходят в пологий покров. На этом участке рудные трещины образуют вытянутый штокверк, прослеживающийся по падению дайки до горизонта, где брекчии сменяются фельзитами.

В нижней части жильные зоны располагаются уже не только в брекчиях некка, но и частично во вмещающих кварцевых порфирах, сферолит-порфирах, туфах и туфобрекчиях кварцевых порфиров. Распределение металла в них крайне неравномерно. Как видно из табл. 4, значительная часть металла сосредоточена в брекчиях, туфах и кластолавах кварцевых порфиров. В массивных сферолит-порфирах встречаются лишь незначительные концентрации металла, и оруденение практически отсутствует в фельзитах некка.

Характерно, что, так же как и в верхней части, по своему строению рудные зоны в брекчиях и туфах существенно отличаются от рудных жил в сферолит-порфирах. В брекчиях обра-

Интенсивность оруденения для жильных зон,
тяготеющих к некку фельзитов в зависимости от состава
вмещающих пород

Состав пород, пересекаемых рудными зонами 1-го типа (сверху вниз)	Условный знак (на планах и разрезах)	Интенсивность оруденения, усл. ед.						
		1	2	3	4	5	6	7
Пепловые, псаммитовые туфы, туфобрекчии липаритов								
Бурые фельзиты, игним- бриды фельзитовые								
Агломераты и эруптив- ные брекчии, окружаю- щие некк фельзитов								
Брекчии покрова квар- цевых порфиров								
Массивные сферолит- порфиры и кварцевые порфиры								
Фельзиты и лавобрек- чии фельзитов некка								

зуются сложные жильные зоны значительной мощности, в то время как в массивных лавовых разностях порфиров встречаются лишь тонкие выдержанные трещины, заполненные смолковыми прожилками; в некоторых случаях рудные тела отсутствуют. Однако непосредственно под ними в кластолавах и туфах сосредоточены богатые руды, образующие своеобразные тела — «раструбы», сужающиеся книзу. Содержание металла в верхних частях таких рудных тел значительно выше, чем в нижних. Верхняя граница тел в этих случаях почти горизонтальная и соответствует контактам массивных сферолит-порфиров и кластолав с высокой пористостью (10—12%). Такое распределение оруденения указывает на проявление экранирующего влияния массивных сферолит-порфиров в процессе гидротермального рудоотложения.

С глубиной рудные тела этой группы жильных зон склоняются по направлению к крупному поперечному разрыву, их раз-

меры уменьшаются, а морфология упрощается. Ниже горизонта распространения эруптивных брекчий нека встречаются лишь единичные мелкие линзы, которые располагаются в контакте фельзитовой дайки и вмещающих пород.

Другая часть жильных зон располагается ниже горизонта агломератов и служит непосредственным структурным продолжением по восстанию экструзивных тел фельзитов (рис. 47). Они состоят из серии вертикальных «лестничных жил», которые развиваются в пределах благоприятных пород. Рудная минерализация сосредоточена в блоке, ограниченном слепым сбросом и дайкой фельзитов. Непосредственно под жильными зонами среди дацитовых агломератов и гранитоидов вскрыты не выходящие на поверхность фельзитовые дайкообразные тела с сорванными контактами.

На рис. 47 показано, что жильные зоны пересекают несколько различных по составу горизонтов вулканогенно-осадочных и эффузивных пород. Основное оруденение размещается в пирокластических отложениях, в то время как в массивных сферолит-порфирах, эффузивно-осадочных породах, агломератах с дацитовым цементом оруденение весьма незначительно.

Внутреннее строение жильных зон в различных породах существенно отличается. В брекчиях, кластолавах кварцевых порфиров, а также в туфах рудные трещины образуют сложнопостроенные линейные штокверки (рис. 48).

В сферолит-порфирах, флюидальных кварцевых порфирах и осадочных образованиях большая часть жил выклинивается и сохраняются только единичные рудные трещины (рис. 49). Ширина зоны измененных пород около таких трещин, как правило, не превышает первых метров.

Вертикальные границы рудных жил практически совпадают с контактами пирокластических пород, массивных лавовых разностей и игнимбритов. Непосредственно под сферолит-порфирами и игнимбритами ширина зоны изменения в пирокластах обычно увеличивается, резко возрастает число мелких прожилков и содержание металла в рудах.

Отчетливые изменения морфологических особенностей рудных тел наблюдаются и в горизонтальном направлении, при переходе рудоносной трещины из одной литологической разновидности пород в другую (рис. 50).

В отличие от описанных выше жильных зон на месторождениях встречается и вкрапленное оруденение. Такое оруденение практически приурочено к пустотам брекчий и туфов кварцевых порфиров и отсутствует в массивных сферолит-порфирах и туфогенно-осадочных породах. Оруденелые участки обычно имеют в плане форму неправильных линз, вытянутых вдоль сбросов. Литологический контроль в этом случае проявлен еще более отчетливо (табл. 5). Наибольшие рудные концентрации сосре-

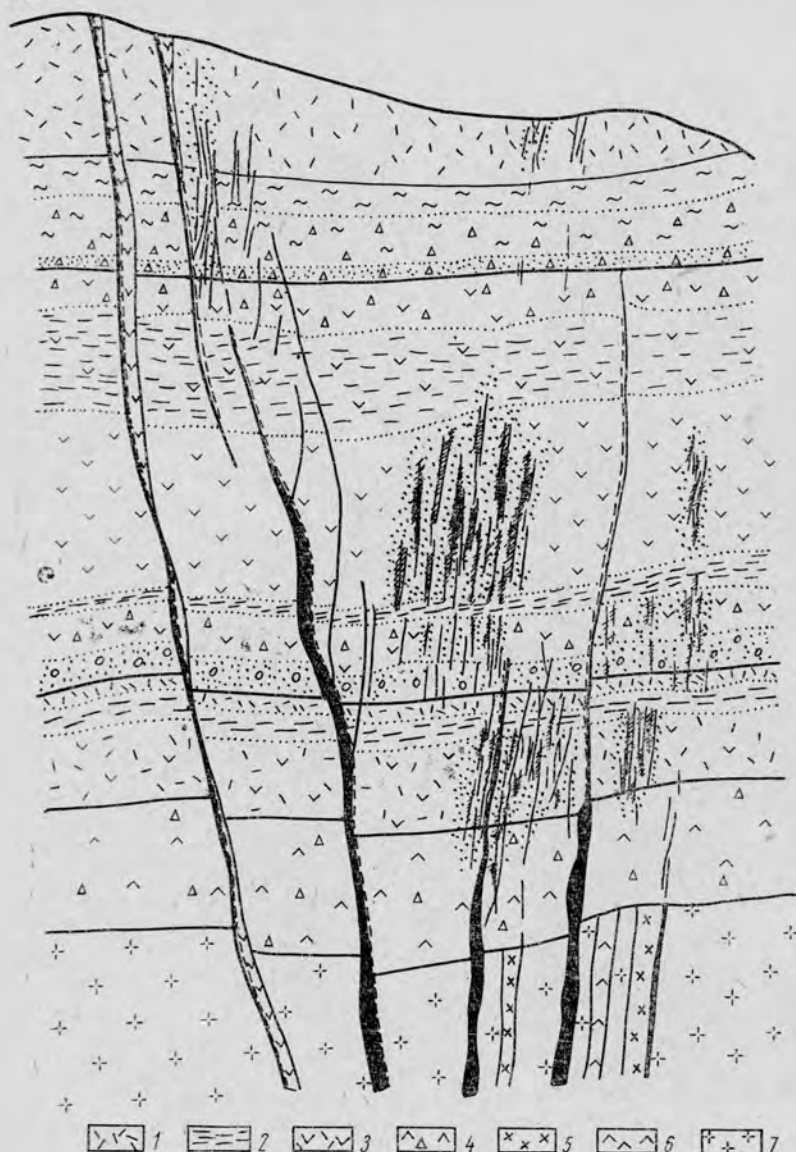


Рис. 47. Разрез вкрест простирания рудных зон, расположенных над дайками экструзивных фельзитов (условные обозначения см. на рис. 46):

1 — пепловые туфы; 2 — игнимбриты кварцевых порфиров; 3 — туфы кварцевых порфиров; 4 — агломераты с дацитовым цементом; 5 — дайки гранодиорит-порфиров; 6 — дайки дацитов; 7 — граниты.

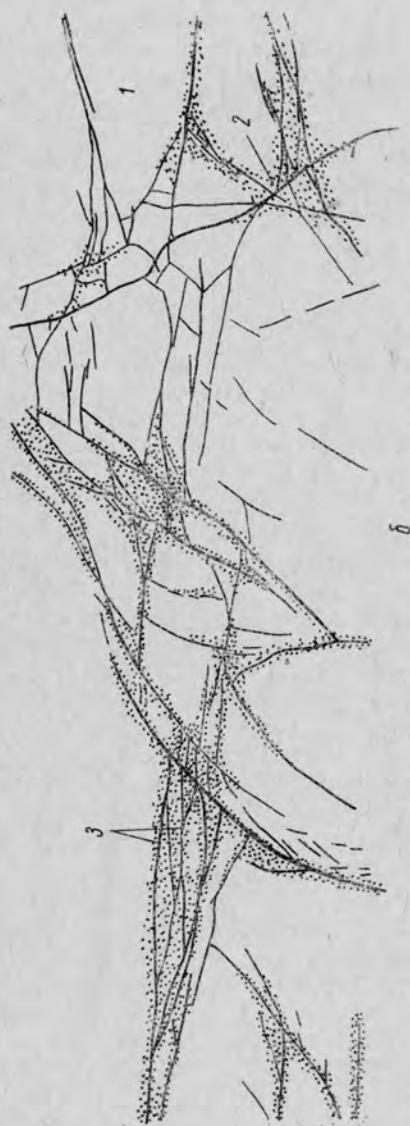


Рис. 48. Строение рудных зон в туфах кварцевых порфиров:
 а — фотомонтаж; б — документация кровли штрека; 1 — альбитизированные туфы кварцевых порфиров; 2 — зоны гидротермального изменения; 3 — рудовмещающие трещины.

доточены в брекчиях кварцевых порфиров, где урановая смолка, галенит и молибденит локализованы в более пористых обломках брекчий и лишь незначительные количества их присутствуют

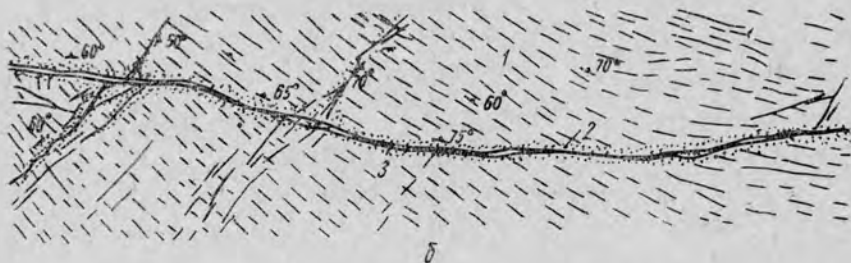
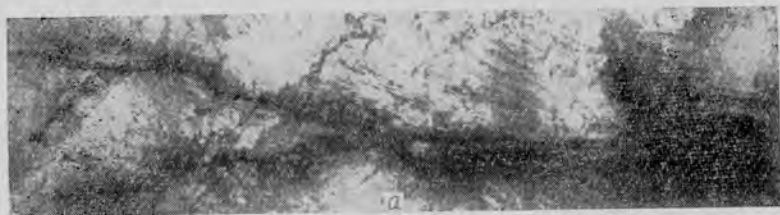


Рис. 49. Строение рудных зон в сферолит-порфирах:

a — фотопанорама кровли штрека; *б* — документация кровли штрека; 1 — неизмененные породы; 2 — альбитизированные и покрасневшие породы; 3 — рудовмещающие трещины.

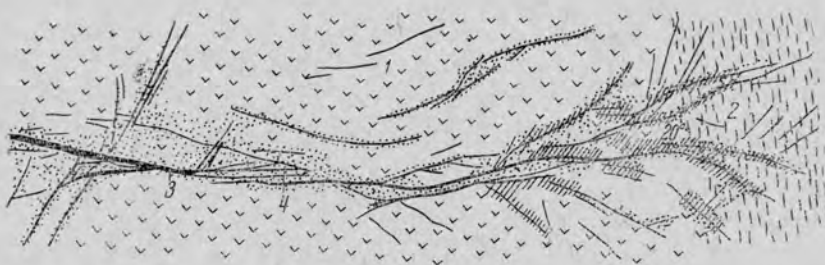


Рис. 50. Выклинивание рудной зоны при переходе ее из кластолав кварцевого порфира в флюидальные сферолит-порфиры:

1 — кластолавы кварцевых порфиров; 2 — флюидальные сферолит-порфиры; 3 — рудовмещающие трещины; 4 — альбитизированные покрасневшие породы.

в цементе. Среди массивных сферолит-порфиров оруденение проявлено слабо. В них встречаются только одиночные тонкие смоловые прожилки, примыкающие к сбросу.

Как показали исследования, наиболее благоприятными для рудоотложения являются породы, имеющие большую истинную

**Интенсивность вкрапленного оруденения
в зависимости от состава вмещающих пород**

Состав пород, содержащих прожилково-вкрапленные руды (сверху вниз)	Условный знак (на планах и разрезах)	Интенсивность оруденения, отн. ед.							
		2	4	6	8	10	12	14	16
Кластолавы кварцевых порфиров									
Флюидальные кварцевые порфиры									
Брекчии кварцевых порфиров									
Агломераты									
Пепловые туфы									
Игнимбриты									
Туфы кварцевых порфиров									
Агломераты с даци- тавым цементом									

и эффективную пористость, высокую проницаемость, а также пониженную прочность на сжатие и плотность. По указанным выше характеристикам физико-механических свойств, рудовмещающие породы значительно отличаются друг от друга. Так, интрузивные кварцевые порфиры даек имеют пористость (0,6—3,5%) и проницаемость (0,0001 мдарси) при высокой прочности на сжатие (2890—4370 кг/см²). Пористость покровных кварцевых порфиров разных текстур изменяется от 1,9 до 14,5%, преимущественно составляя 6,8—8,5%, а их прочность — от 1750 до 2750 кг/см².

Рудовмещающими породами являются измененные разности кварцевых порфиров, эффективная пористость которых достигает 15% (11,7—16,2%) при средней прочности на сжатие 1280 кг/см². Массивные кварцевые сферолит-порфиры с эффективной пористостью от 4,0 до 8,3% при средней прочности 1970—2880 кг/см² обычно вмещают небольшие рудные тела.

Неизмененные пепловые и псаммитовые туфы района месторождения имеют эффективную пористость, изменяющуюся от 4,7 до 9,1% при средней прочности 2050 кг/см² и проницаемости 0,2 мдарси. Измененные в предрудное время туфы и туфобрекчии (вмещающие основное оруденение) имеют исключительно высокую эффективную пористость, достигающую 19—21%, при прочности 1100 кг/см² и проницаемости 0,05 мдарси.

Геологические данные показывают, что рудная минерализация сформировалась после проявления fumarольно-сульфатар-

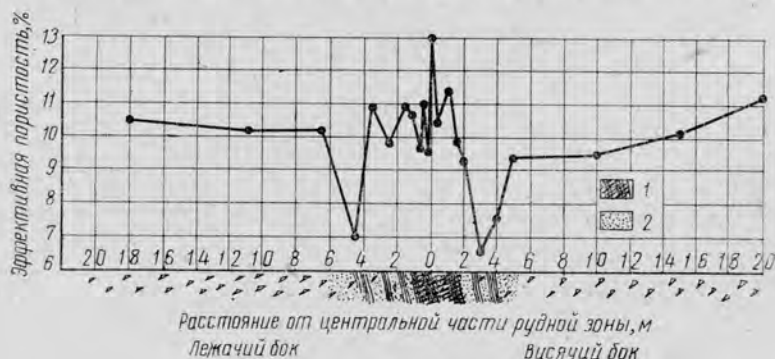


Рис. 51. График изменения эффективной пористости брекчий кварцевых порфиров около рудной зоны:

1 — аргиллизированные породы; 2 — альбитизированные породы.

ных процессов, приведших к существенному изменению эффузивных пород, поэтому резкое повышение пористости и проницаемости измененных пород по отношению к неизмененным в какой-то мере объясняет преимущественную локализацию рудных тел в интенсивно осветленных туфах, туфобрекчиях, эруптивных брекчиях и некоторых разностях кварцевых порфиров. Неизмененные массивные и малопористые породы (фельзитовые кварцевые порфиры, фельзиты, кварцевые порфиры, игнимбриты, сферолит-порфиры) обычно являются безрудными.

Преимущественная приуроченность рудных концентраций к измененным породам, в особенности к серицитизированным и каолинизированным разностям, возможно, связана и с их благоприятными для рудоотложения химическими свойствами. Осаждение урана из растворов в среде с большим количеством глинозема, содержащей гидрослюда и другие глинистые минералы, доказано экспериментально [11].

Пористость пород, отобранных вкосте простирания рудных зон, изменяется в широких пределах. На рис. 51 приведен график изменения эффективной пористости туфобрекчий кварцевых порфиров около рудной зоны. Здесь у рудных жил пористость значительно возрастает по отношению к неизмененным

породам, а в непосредственном экзоконтакте жил несколько уменьшается. Увеличение пористости совпадает с аргиллитовым изменением, а ее понижение — с зоной альбитизации, где широко развиты галенитовые вкрапленники. Как видно из графика, в результате рудоотложения пористость пород не снижается до уровня неизменных разностей, что несомненно указывает на их хорошую проницаемость для гидротермальных растворов в околотрещинной зоне. Поэтому вероятно «подпруживание» растворов в зонах верхних контактов проницаемых пород с массивными лавовыми разностями (обладающими значительно меньшей пористостью), где и отмечаются значительные концентрации урановых руд.

4. ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ РУДНЫХ ЖИЛ С ДАЙКАМИ И ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ

Образование промышленных рудных тел произошло значительно позже завершения вулканической деятельности, на что указывают взаимоотношения урановой минерализации с дайками кварцевых порфиров, диабазов и микрогранофиров, а также определения абсолютного возраста этих даек и экструзивов на одном из месторождений этого типа. Все дайки сформировались после фельзитовых тел, к которым пространственно тяготеют урановые рудные жилы. Наиболее ранние из них — дайки кварцевых порфиров — пересекают фельзиты некая непосредственно на месторождении. Здесь же в контактовой зоне, в дайке, располагаются небольшие рудные тела, около которых кварцевые порфиры серицитизированы и альбитизированы; в них установлены тонкие смолковые, а также кварц-флюоритовые прожилки. Определение абсолютного возраста кварцевых порфиров К—Аг-методом показывает, что они моложе фельзитов некая по меньшей мере на 30—40 млн. лет.

Примерно такие же возрастные соотношения установлены для оруденения и даек микрогранофиров, которые моложе кварцевых порфиров и присутствуют в рудных полях. Мелкие рудные тела, сложенные урановой смолкой, располагаются в раздробленных породах контактов таких даек, но практически отсутствуют в самих дайках. В этом случае урановая минерализация также несомненно моложе микрогранофиров и образовалась после того, как они были гидротермально метаморфизованы.

Завершают магматическую деятельность дайки диабазов. Геологические данные и определения абсолютного возраста показывают, что они сформировались также значительно позже вулканических пород (примерно на 40 млн. лет), и именно поэтому выяснение возрастных соотношений этих даек с урановой минерализацией имеет важное значение. Смолково-молибденовые прожилки часто встречаются в контактовой зоне даек

диабазов, но, как правило, они располагаются во вмещающих фельзитах, в то время как в дайках широко развиты тонкие карбонатные жилки. На рис. 52 хорошо видно, что строение рудной зоны определяется ее приуроченностью к тектоническому шву, развивающемуся в контакте дайки диабазов и вмещающих пород. При этом в контакте с рудной зоной кварцевые порфиры окварцованы и альбитизированы, а диабазы превращены в хлорит-альбит-карбонатный агрегат. В дайке диабазов



Рис. 52. Строение рудной зоны, приуроченной к контакту дайки диабазов (разрез):

1 — диабазы карбонатизированные и хлоритизированные; 2 — смолово-молибденитовые прожилки; 3 — карбонат-хлоритовые прожилки; 4 — альбитизированные фельзит-порфиры; 5 — неизмененные фельзит-порфиры.

встречаются прожилки урановой смолки и молибденита, а в кварцевых порфирах и в диабазов широко развиты карбонатные и кварц-флюоритовые жилки.

Подобные возрастные и пространственные соотношения диабазов и уранового оруденения весьма часты в районе и, по-видимому, являются не случайными. Отсутствие значительных концентраций урана в дайках диабазов, вероятно, связано с их неблагоприятными физико-механическими свойствами (низкая пористость и др.) и особенностями состава.

Верхняя возрастная граница оруденения устанавливается на основании того, что платформенные осадки верхнего структурного этажа перекрывают все магматические породы и рудовмещающие структуры и в них не обнаружено каких-либо постмагматических проявлений.

Таким образом, несмотря на то что урановые рудные жилы располагаются непосредственно над скрытыми экструзивными телами фельзитов и являются их структурным продолжением по восстанию, урановое оруденение нельзя связывать генетически с процессами вулканизма, так как оно значительно оторвано от экструзивов по возрасту (не менее чем на 40—

50 млн. лет). Отмеченные выше пространственные связи орудения с жерловыми фациями эффузивов объясняются, по-видимому, общностью глубинного магматического источника и приуроченностью их к одним и тем же долгоживущим разрывам, неоднократно подновлявшимся в процессе существования.

5. ФУМАРОЛЬНО-СОЛЬФАТАРНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОД РУДНОГО ПОЛЯ, СВЯЗАННОЕ С ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ

Свежие, неизменные породы на трещинно-жилых месторождениях в кислых эффузивно-пирокластических породах встречаются крайне редко. В процессе вулканической деятельности они в различной степени подвергались изменениям, которые по своим особенностям могут быть отнесены к фумарольно-сульфатарной аргиллизации пород. Структурные особенности строения месторождений, характеризующиеся наличием долгоживущих разрывных нарушений, привели к тому, что аргиллизация пород пространственно тяготеет к рудовмещающим тектоническим зонам. Различие же физико-механических свойств пород, слагающих месторождение, и особенно их пористость и проницаемость в значительной мере определяют конфигурацию и мощности зон аргиллизированных пород.

Сущность фумарольно-сульфатарной аргиллизации пород наиболее ярко проявляется на примере кварцевых порфиров. Кварцевые порфиры и близкие к ним разновидности пород пользуются максимальным развитием в пределах рудных полей, а общий характер изменений в них полностью соответствует характеру минералогических и химических изменений всех других пород близкого с ними состава.

Неизменные кварцевые порфиры макроскопически характеризуются фиолетовым или серым с фиолетовым оттенком цветом основной массы, на фоне которой четко выделяются порфировидные вкрапленники размером 0,5—2 мм розового полевого шпата и водяно-прозрачного кварца. Во флюидальных разновидностях кварцевых порфиров отчетливо видно чередование отдельных полос с различной степенью раскристаллизации основной массы. Лучше раскристаллизованные полосы обогащены полевошпатовой составляющей и кварцем. В сферолитовых разновидностях кварцевых порфиров сферолитовые обособления составляют до 80% массы породы и имеют размер 2—8 мм в поперечнике. Количество и размер вкрапленников в них уменьшаются, однако порфировые выделения полевых шпатов встречаются как в самих сферолитовых образованиях, так и в цементирующей основной массе.

Под микроскопом кварцевые порфиры характеризуются обычными для них структурами и составом. Во флюидальных разновидностях наблюдается чередование полос основной массы

различной зернистости. В сферолитовых разностях более крупные и более мелкие сферолиты распределены неравномерно и подчеркивают флюиальность пород. С направлением флюиальности совпадает вытянутость микрокристаллических существенно кварцевых участков пород и ориентировка зерен основной массы.

Порфировые выделения в кварцевых порфирах представлены кварцем, ортоклазом, плагиоклазом и опацизированным биотитом. Кварц образует округлые или неправильной формы зерна размером от долей миллиметра до 2 мм. Порфировые выделения ортоклаза имеют таблитчатую или неправильную форму и размер 2,5 мм в поперечнике. Они пигментированы пылевидными бурыми выделениями окислов железа и изредка содержат пертитовые вроски альбита. Вкрапленники плагиоклаза представлены альбитом, реже альбит-олигоклазом. Плагиоклаз слабо пелитизирован, по нему развиты отдельные мелкие чешуйки серицита. Биотит образует интенсивно опацизированные включения размером до 1 мм. Под микроскопом имеет темно-бурый, почти черный цвет. В нем устанавливаются многочисленные мельчайшие выделения магнетита, концентрирующиеся по краям зерен и по трещинкам спайности.

Кварцевые порфиры, подвергающиеся слабым фумарольно-сульфатарным изменениям, макроскопически почти неотличимы от описанных выше неизмененных пород. Под микроскопом установлено, что выделения биотита в них целиком замещены псевдоморфозами мусковита, магнетита и лейкоксена, причем магнетит и лейкоксен обособляются в отдельные неправильной формы зернышки и концентрируются по краям листочков мусковита. По основной массе и по вкрапленникам калиевого полевого шпата появляется кальцит. При дальнейшем, более сильном изменении кварцевые порфиры, так же как и другие породы, макроскопически обелеют. Вначале обеление проявляется в виде отдельных пятен, а затем переходит в сильное, когда на фоне белой основной массы пород выделяются только розовые кристаллики полевых шпатов и прозрачные глазки кварца. Во флюиальных разновидностях эффузивов возникает чередование обеленных и не затронутых аргиллизацией полос.

В обеленных породах, обычно на верхних горизонтах месторождений, всегда появляется вкрапленность пирита. Последний, как правило, представлен хорошо ограненными метакристаллами кубической или пентагондодекаэдрической формы, размером от долей до нескольких миллиметров; на 1 см² приходится два-три макроскопически видимых вкрапленника. При пятнистом обелении пород каждый крупный вкрапленник пирита располагается в центре обеленного пятна округлой формы. Поперечники таких пятен в 5—10 раз больше поперечника вкрапленников пирита. Пиритизация пород особенно характерна для верхних горизонтов месторождения.

Под микроскопом четко устанавливается, что при обелении кварцевых порфиров полевошпатовая составляющая основной массы замещена тонкозернистыми глинистыми минералами и тонкочешуйчатой гидрослюдой. В породах исчезает магнетит. В порфировых выделениях полевых шпатов отмечается развитие гидрослюды и каолинита, причем замещение начинается, как правило, с центральных частей зерен. Кварц основной массы и порфировых выделений, а также мусковит замещению не подвергаются. Во флюидальных разновидностях кварцевых порфиров субпараллельное расположение кварцевых и обогащенных глинистыми минералами полос отражает первично неоднородное распределение кварцевого и полевошпатового материала.

В породах, подвергшихся максимальной фумарольно-сульфатарной аргиллизации, незамещенными остаются в основной массе только кварц, а во вкрапленниках — кварц и мусковит. Порфировые выделения полевых шпатов (как ортоклаз, так и плагиоклаз) почти нацело замещаются глинистыми минералами, гидрослюдой и кальцитом. От них сохраняется лишь тонкостенный каркас, представляющий грани вкрапленников кристаллов. В агрегате глинистых минералов при помощи термографического, рентгено-структурного анализов и электронной микроскопии были установлены гидрослюда, каолинит, монтмориллонит и галлуазит.

Данные химических анализов аргиллизированных пород показывают, что в их составе по сравнению с неизмененными породами значительно уменьшается содержание железа вообще, а окисного в особенности. В обеленных и пиритизированных породах при близких содержаниях суммарного железа резко увеличивается содержание закисного железа и серы при уменьшении количества окисного.

Таким образом, на месторождениях в эффузивно-пирокластических породах молибденит-урановое оруденение располагается в пределах полей более или менее интенсивной аргиллизации, а околожильные изменения вмещающих пород, связанные с рудным процессом, развиваются на фоне более ранних фумарольно-сульфатарных изменений.

6. ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

На трещинно-жильных месторождениях в эффузивно-пирокластических породах установлены сульфидно-ураново-смолкковые, кальцит-флюоритовые и кальцитовые жилы и прожилки. Рудные жилы и прожилки по главнейшим рудным минералам, слагающим их, имеют ураново-смолкковый или галенит-молибденит-ураново-смолкковый состав. Эти жилы и прожилки размещаются в пределах единых рудных зон и окружены ореолом гидротермально измененных вмещающих пород с вкрапленностью

пирита, галенита, урановой смолки и в меньшей мере других рудных минералов, входящих в состав рудных жил.

Среди других гидротермальных образований на месторождении наиболее распространены сульфидно-ураново-смолковые жилы и прожилки. Обычно по каждой рудной зоне прослеживаются две-три, а в отдельных случаях и значительно больше сближенных между собой кулисно расположенных жил, которые по простиранию и падению разветвляются, снова сходятся,

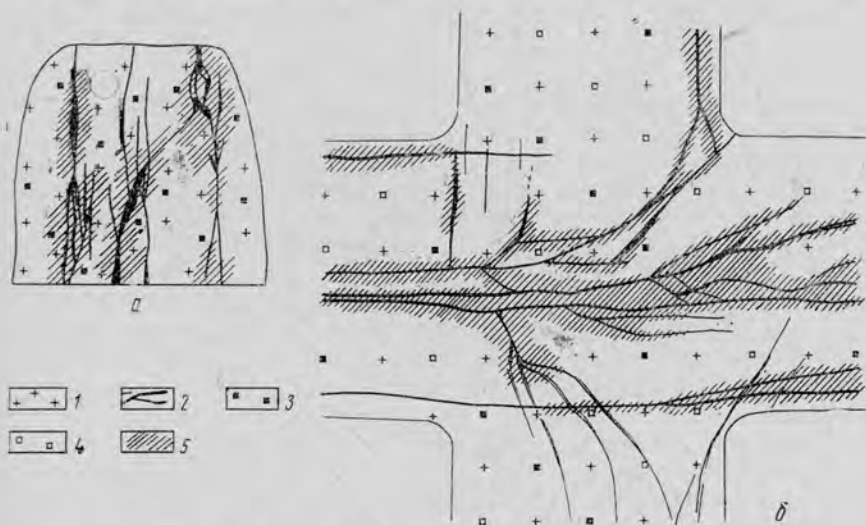


Рис. 53. Форма жил и прожилков урановой смолки:

a — зарисовка забоя штрека; *б* — зарисовка кровли штрека; 1 — кварцевые порфиры; 2 — рудные жилы и прожилки; 3 — вкрапленность галенита; 4 — вкрапленность пирита; 5 — покраснение пород.

образуют раздувы, пережимы и апофизы (рис. 53, *a* и *б*). По минеральному составу выделяются жилы с незначительным содержанием сульфидов и жилы с большим количеством сульфидов, главным образом галенита и молибденита.

Рудные жилы с незначительным содержанием сульфидов характерны главным образом для верхних и средних частей рудных тел, в то время как жилы с большим количеством сульфидов развиты преимущественно в нижних частях рудных тел. Жилы с обильным развитием молибденита особенно характерны для глубоких горизонтов.

Минеральный состав жил с незначительным содержанием сульфидов сравнительно прост. Главным рудным минералом в них является урановая смолка, в подчиненном количестве развит галенит. Сульфиды — пирит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, марказит, молибденит и пираргирит — встречаются в виде редких мелких включений и составляют в сумме не более

нескольких десятых долей процента. Жильная масса в основном представлена раздробленной и гидротермально измененной вмещающей породой, в меньшей мере — серицитом, кальцитом, хлоритом и кварцем.

Жилы урановой смолки с большим содержанием сульфидов сложены теми же минералами, что и жилы предыдущей группы, однако количественные соотношения между урановой смолкой и сульфидами в них совершенно другие. Если в жилах с незначительным содержанием сульфидов урановая смолка всегда отлагается первой в виде крупных почек, а сульфиды размещаются в межпочечном пространстве или по трещинкам урановой смолки, то в жилах второй группы отмечается некоторое количество сульфидов и сульфосолей и урановой смолки более ранних генераций и образующих тесные взаимопрорастания.

Для рудных жил и прожилков характерны брекчиевидная и массивная текстуры, значительно реже вкрапленная. Брекчиевидная текстура (рис. 54) особенно широко распространена в жилах урановой смолки с незначительным содержанием сульфидов. Здесь урановая смолка иногда в тесном срастании с другими минералами цементирует обломки измененных вмещающих пород. Количественные соотношения между обломками и цементом бывают самые разнообразные: в одних случаях цемент резко преобладает над обломками, в других, наоборот, обломки преобладают над цементом.

Вкрапленная текстура руд очень редко на верхних горизонтах, но весьма широко проявлена в измененных туфогенных породах и кварцевых порфирах на нижних горизонтах месторождения. Вкрапленниками являются оолитоподобные, реже неправильной формы выделения урановой смолки, различимые лишь под микроскопом (рис. 55).

Кальцит-флюоритовые жилы и прожилки встречаются сравнительно редко, характерны только для верхних горизонтов месторождений и приурочены к верхним частям рудовмещающих тектонических зон. Они имеют одинаковые с рудными зонами элементы залегания. Жилы и прожилки в большинстве случаев имеют темно-фиолетовый цвет, мелкозернистое строение и кажутся мономинеральными флюоритовыми. Однако под микроскопом такие прожилки по строению напоминают микробрекцию, в которой мелкие, хорошо ограненные кристаллы темно-фиолетового зонального флюорита или их обломки цементируются кальцитом (рис. 56). В редких случаях кальцит-флюоритовые прожилки имеют крупнозернистое сложение. Количественно флюорит почти всегда преобладает над кальцитом.

При изучении прозрачных и полированных шлифов в описываемых прожилках, кроме флюорита и кальцита, в небольшом количестве установлены кварц, галенит, пирит, сфалерит, халькопирит, урановая смолка. Характерно, что включения перечисленных минералов располагаются только в кальците.

Пересечений кальцит-флюоритовых прожилков с другими жилами и прожилками не наблюдалось, однако были установлены, с одной стороны, тонкие (доли миллиметра) прожилки



Рис. 54. Брекчиевидная текстура рудного прожилка:
a — фотография штуфа (натуральная величина); *б* — радиография того же штуфа (экспозиция 16 ч).

флюорита, рассекающие урановую смолку, с другой — прожилки чистого кальцита мощностью до 2 мм, пересекающие кальцит-флюоритовые (рис. 57). На основании этого можно сде-

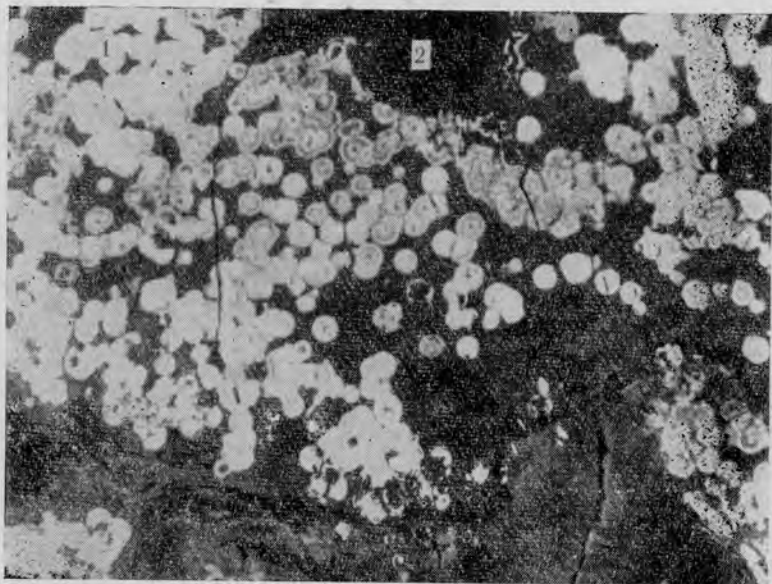


Рис. 55. Вкрапленно-сферолитовая текстура (полированный шлиф; $\times 165$):

1 — округлые почки урановой смолки (светло-серые); 2 — вмещающая порода (темно-серая).



Рис. 56. Строение кальцит-флюоритового прожилка. Кристаллы флюорита и их обломки (1) цементируются кальцитом (2) (снято при одном никеле; $\times 90$).

лать вывод, что кальцит-флюоритовые прожилки в основной своей массе образовались позднее смолковых, но раньше кальцитовых. Вместе с тем в единичных случаях отмечались постепенные переходы рудных жил по простиранию в кальцит-флюоритовые и далее в кальцитовые жилы.

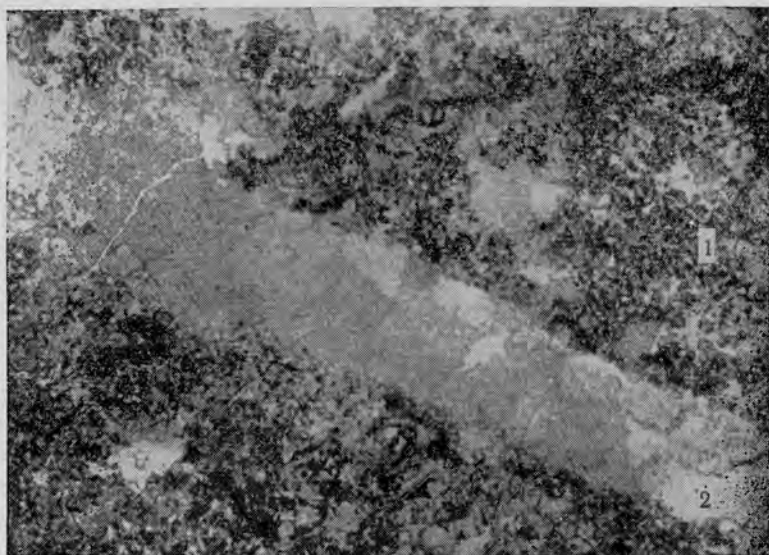


Рис. 57. Кальцит флюоритовый прожилок (1) пересекается прожилком кальцита (2) (снято при скрещенных николях; $\times 20$).

Кальцитовые прожилки встречаются повсеместно, но особенно часто на верхних горизонтах. Основная масса их приурочена к рудовмещающим тектоническим зонам и имеет согласное с зонами залегание. Часто кальцит залечивает тектонические швы на продолжении рудных жил и прожилков после выклинивания последних. Вне зон прожилки отмечаются исключительно редко. Размеры кальцитовых прожилков небольшие и соизмеримы с размерами кальцит-флюоритовых.

Большая часть прожилков сложена крупнозернистым кальцитом белого цвета. Значительно реже кальцит имеет серый цвет и мелкозернистое строение. По составу одни прожилки мономинеральные кальцитовые, другие содержат в небольшом количестве хлорит, галенит, халькопирит, пирит, сфалерит, блеклую руду, урановую смолку и гётит. Присутствие рудных минералов характерно для прожилков, сложенных мелкозернистым серым кальцитом. В количественном отношении из сульфидов преобладает галенит, иногда халькопирит. Суммарное содержание сульфидов в кальцитовых прожилках не превышает де-

сятых долей процента, но изредка встречаются участки прожилков, где сульфиды составляют 10—15% всей массы. Формированием кальцитовых прожилков на месторождении завершается процесс гидротермального минералообразования.

Формирование рудных, кальцит-флюоритовых и кальцитовых жил и прожилков, а также вкрапленного оруденения, сопровождающего рудные жилы и прожилки, происходило в одну стадию минерализации. На это указывает теснейшая пространственная связь всех перечисленных образований, близость их минерального состава (при разных количественных соотношениях между минералами) и отсутствие четких пересечений при наличии взаимопереходов одних жил в другие. По-видимому, гидротермальный процесс протекал непрерывно, при постепенной эволюции рудоносных растворов. На фоне мелких тектонических подвижек одновременно с гидротермальным метаморфизмом вмещающих пород начали формироваться рудные жилы и вкрапленное оруденение, затем кальцит-флюоритовые жилы и прожилки и, наконец, жилы и прожилки кальцита.

Ниже приводится описание отдельных минералов в порядке их распространенности (вначале рудных, затем жильных).

Урановая смолка является самым распространенным минералом рудных жил и представлена по крайней мере тремя различными генерациями.

Наиболее ранней из них является урановая смолка, которая отложилась одновременно с сульфидами и сульфосолями — пиритом, галенитом, сфалеритом, блеклой рудой и пираргиритом — в виде округлых, каплевидных выделений размером 1—2 мм в поперечнике. Урановая смолка в количественном отношении всегда резко преобладает над другими минералами. Структурное травление азотной кислотой урановой смолки первой генерации показывает совершенно однородное, скрытокристаллическое ее строение. Можно предположить, что она выделялась из рудоносных растворов в виде геля сложного состава, который позднее раскристаллизовался, образовав при этом полиминеральные агрегаты с эмульсионной структурой.

Наиболее широко развита урановая смолка второй генерации, которая отлагается вокруг обломков пород и минералов в виде корочек и каемок колломорфного строения мощностью до 2 мм (рис. 58). Кроме того, она слагает отдельные прожилки мощностью от долей миллиметра до 12 мм, а также многочисленные почки и сростки почек среди жильных и рудных минералов.

Выделения урановой смолки этой генерации в одних случаях мономинеральные, в других содержат мельчайшие включения галенита, халькопирита, изредка блеклой руды, пираргирита и молибденита.

В отличие от урановой смолки первой и третьей генераций, урановую смолку второй генерации удалось выделить в чистом

виде и дать ей более детальную характеристику. Она имеет характерный черный цвет, смолистый блеск, раковистый, реже неровный излом. Удельный вес, определенный гидростатическим методом по девяти образцам, варьирует в пределах от 7,5 до 8,1. Под микроскопом в отраженном свете она имеет светло-

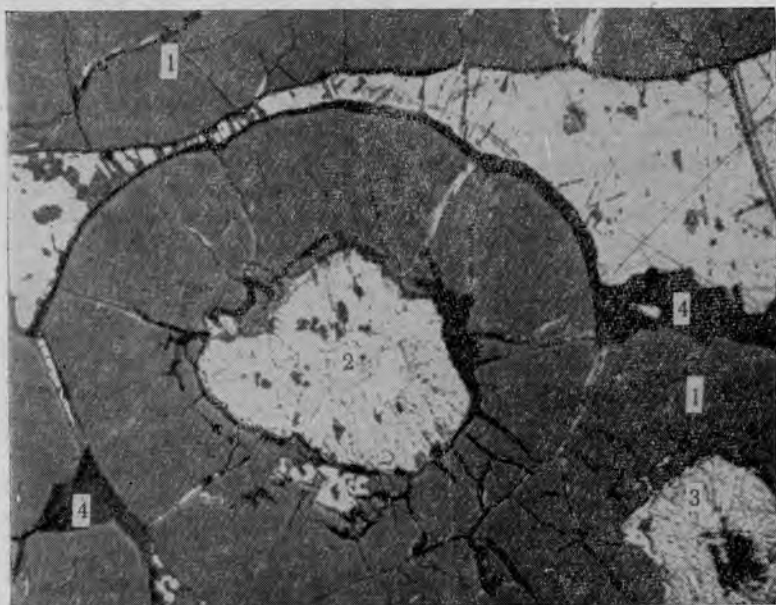


Рис. 58. Корочки урановой смолки (1) на вкрапленниках пирита (2), замещенных галенитом (3), и на обломках породы (4) (полированный шлиф; $\times 40$).

серый цвет и гладкую поверхность полировки; оптически изотропна. Внутренние рефлексy без иммерсии не наблюдаются; с иммерсией темно-бурые внутренние рефлексy устанавливаются только около трещинок. Относительный рельеф немного ниже, чем у пирита, но значительно выше, чем у сфалерита. При травлении полированной поверхности урановой смолки азотной кислотой четко выявляется коллоидное (концентрически-зональное) строение ее почек, корочек и прожилков. Концентрически-зональное строение, обусловленное чередованием тонких полосок с различной отражательной способностью, иногда бывает хорошо заметно и без травления (рис. 59).

Детали строения урановой смолки выявляются под электронным микроскопом (метод реплик). На полированной поверхности урановой смолки (рис. 60) среди основной массы сравнительно толстых концентров выделяются отдельные выпуклые

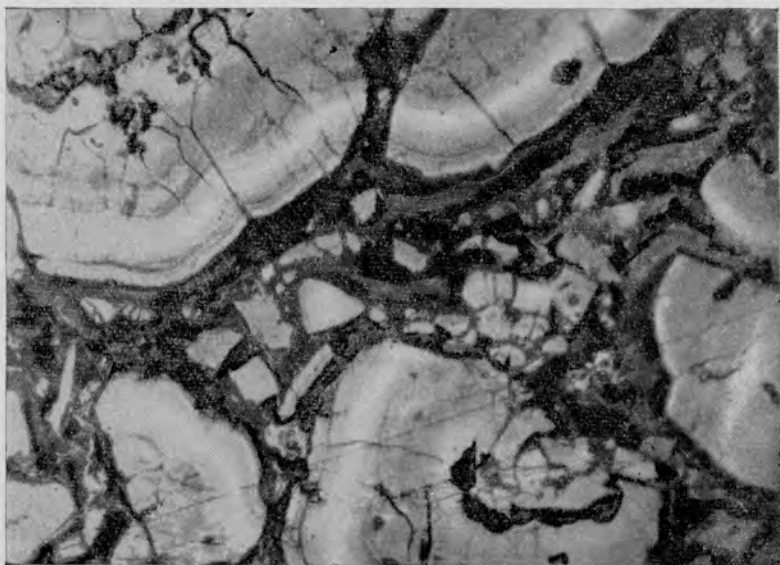


Рис. 59. Концентрически-зональное строение урановой смолки (полированный шлиф; $\times 165$).

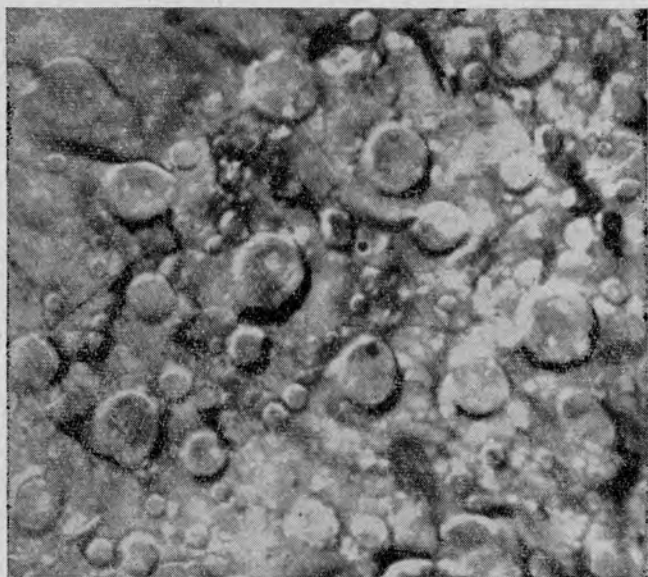


Рис. 60. Строение урановой смолки, выявленное на полированной поверхности под электронным микроскопом методом реплик; $\times 12\,000$.

сферические образования размером от 0,1 до 1 мк, представляющие собой, по-видимому, зародыши более мелких почек урановой смолки в пределах крупной.

Отражательная способность урановой смолки, измеренная на большом числе образцов, варьирует от 14,7 до 17,0%. Отношение UO_2 к UO_3 изменяется от 0,31 до 2,42. Это соответствует изменению состава урановой смолки от $\text{UO}_{2,75}$ до $\text{UO}_{2,27}$. Уран и радий в урановой смолке находятся в равновесном состоянии.

Химическими, рентгено-спектральными и спектральными анализами нескольких образцов урановой смолки установлено наличие в ней большого числа различных элементов. Из числа последних свинец, молибден, медь, железо, серебро и цинк могут быть как элементами-примесями, так и входить в состав посторонних минералов, от которых не удалось освободиться при отборе урановой смолки; бериллий, селен, олово, вольфрам, галлий, германий, барий, иттрий, церий, лантан, неодим, присутствующие не во всех пробах и в чрезвычайно малых количествах, являются, по-видимому, элементами-примесями.

Не установлена и не ясна форма вхождения в урановую смолку таких элементов, как титан, цирконий, кальций, мышьяк, сурьма и редкоземельные элементы. Они обнаруживаются во всех пробах, причем содержание циркония достигает 3,5%, титана — 3%, кальция — 5%, мышьяка — 2%, сурьмы — 1%, сумма редких земель — 1,8%. Относительное содержание редкоземельных элементов к их сумме в урановой смолке, содержащей 1,4% (аналитик Г. М. Варшал), составляет (в %):

La_2O_3 — 10,2	Dy_2O_3 — 3,9
CeO_2 — 29,0	Ho_2O_3 — 1,0
Pr_6O_{11} — 2,8	Er_2O_3 — 2,5
Nd_2O_3 — 12,3	TU_2O_3 — 0,3
Sm_2O_3 — 3,4	Yb_2O_3 — 2,2
Gd_2O_3 — 5,0	Lu_2O_3 — 0,2
$\text{Tb}_2\text{O}_3 + \text{Y}_2\text{O}_3$ — 27,0	
$\Sigma = 99,8\%$	

Рентгено-структурный анализ урановой смолки (аналитик Н. И. Органова) показал, что она имеет кристаллическое строение, подобное строению уранинита, с константой решетки 5,36 Å.

Урановая смолка наиболее поздней генерации встречается чрезвычайно редко. Обычно она образует неправильной формы расплывчатые включения в кальците, выполняющем пространство между почками урановой смолки второй генерации. По сравнению с последней урановая смолка поздней генерации имеет несколько пониженную отражательную способность и однородное скрытокристаллическое строение без каких-либо признаков почковидного или колломорфно-зонального сложения.

Весьма вероятно, что урановая смолка последней генерации образовалась в результате растворения урановой смолки второй генерации и последующего переотложения растворами, из которых кристаллизовался кальцит.

Галенит в большинстве рудных жил и прожилков является вторым по распространенности минералом: обычно он слагает

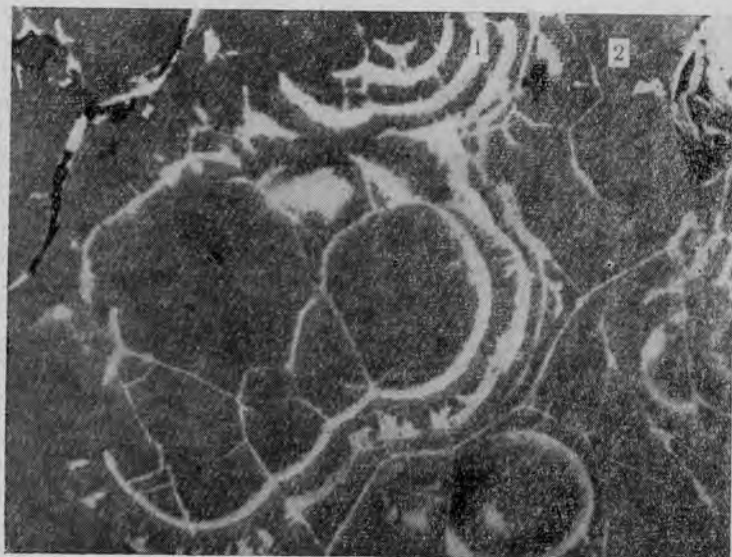


Рис. 61. Колломорфные выделения галенита (1) в урановой смолке (2) (полированный шлиф; $\times 325$).

5—10% всей жильной массы, а в отдельных случаях и значительно больше. Установлен галенит, выделившийся вместе с урановой смолкой и после нее. Галенит, выделившийся одновременно с урановой смолкой первой генерации, наряду с другими сульфидами входит в состав скрытокристаллических агрегатов, возникших при раскристаллизации гелей, которые охарактеризованы выше. Кроме того, он часто образует мельчайшие включения и колломорфные выделения в почках урановой смолки второй генерации (рис. 61).

Очень широко развит галенит, выделившийся после урановой смолки второй генерации. Он занимает промежутки между почками последней, залечивает трещинки в ней, цементирует ее обломки (рис. 62), а также обособляется в виде прожилков мощностью до 2 мм, секущих урановую смолку. Кроме того, галенит, по-видимому, этой же генерации образует во вмещающих породах вокруг жил ореол вкрапленного оруденения. По простиранию и падению рудных жил вкрапленники галенита

обычно прослеживаются несколько дальше мест выклинивания жил, размещаясь вокруг безрудного тектонического шва на продолжении жил. Галенит в зонах вкрапленников представлен изометричными зернами размером от долей миллиметра до 3 мм или тонкими корочками пластинчатого строения по трещинкам отдельности в породах. Количество вкрапленников га-

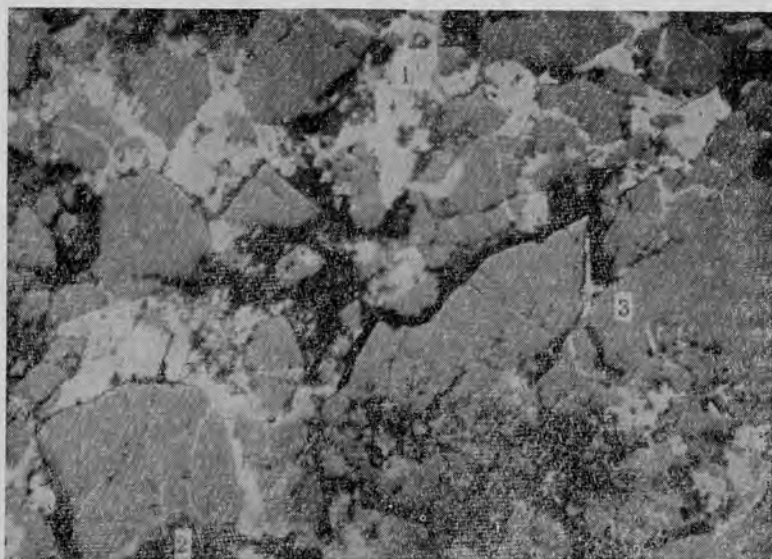


Рис. 62. Галенит (1) вместе с кальцитом (2) цементирует обломки урановой смолки (3) и выполняет трещинки в ней (полированный шлиф; $\times 85$).

ленита в породах составляет несколько процентов. Травлением в соляной кислоте установлено зернистое строение агрегатов послесмолкового галенита с поперечником зерен до 1 мм. Выделения галенита весьма часто содержат мельчайшие включения блеклой руды, реже сфалерита, халькопирита и пираргирита.

Молибденит, как правило, встречается только в рудных жилах и прожилках. Исключение составляют единичные находки почковидных выделений и отдельных листочков молибденита во вмещающих породах на некотором расстоянии от рудных жил. Содержание молибденита в большинстве жил и прожилков урановой смолки, особенно на верхних горизонтах месторождения, не превышает десятых долей процента или нескольких процентов. Однако с глубиной количество молибденита в рудных жилах увеличивается и в отдельных участках некоторых жил глубоких горизонтов молибденит резко преобладает над всеми другими рудными и жильными минералами: он слагает

70—80% жильного выполнения. Характерно, что макроскопически в образцах руды даже при таком высоком содержании молибденит не распознается.

Под микроскопом видно, что большая часть его образует микрочешуйчатые агрегаты, в которых размер отдельных чешуек не превышает тысячных долей миллиметра. Весьма характерны скрытокристаллические выделения молибденита, об-

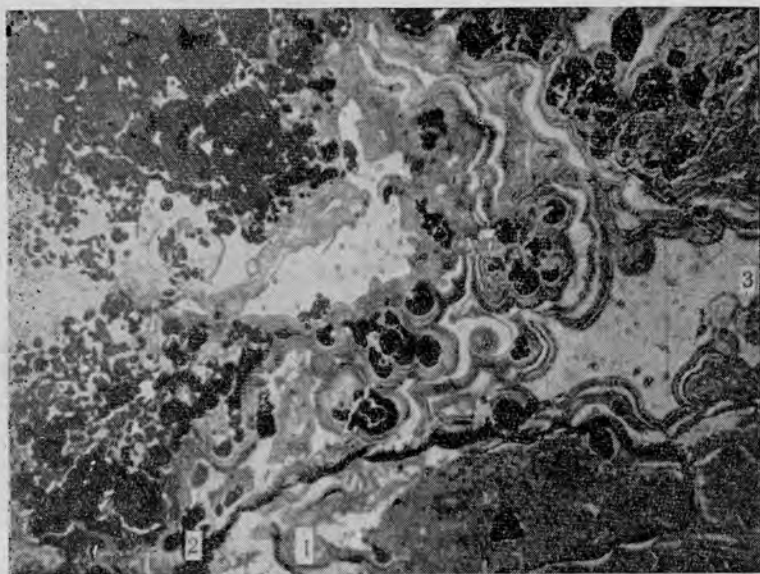


Рис. 63. Колломорфные выделения молибденита вокруг почек урановой смолки (полированный шлиф; $\times 85$):

1 — молибденит; 2 — урановая смолка; 3 — галенит.

разующие сплошные массы или концентрически-зональные каемки вокруг почек урановой смолки (рис. 63). Лишь в редких случаях среди скрытокристаллических или микрочешуйчатых агрегатов, молибденита, а иногда обособленно встречаются скопления последнего с размером листочков 0,2—0,3 мм (рис. 64). Молибденит месторождения характеризуется высоким содержанием таллия—до 1%. Изучение многочисленных полированных шлифов показало, что молибденит начинает отлагаться вместе с урановой смолкой, однако основная масса его выделяется после урановой смолки, но раньше галенита.

Пирит в виде вкрапленников, захваченный в рудные жилы вместе с обломками вмещающих пород, частично или полностью всегда замещен другими рудными или жильными минералами. Кроме того, в жилах урановой смолки встречается небольшое

количество пирита, образовавшегося одновременно с урановой смолкой. Одна часть его отложилась одновременно с урановой смолкой первой генерации, другая — одновременно с урановой смолкой третьей генерации, образуя с ней тесные взаимоотношения. Следует отметить, что парагенный урановой смолке пирит очень редко встречается в верхних частях рудных тел, но весьма характерен для нижних.

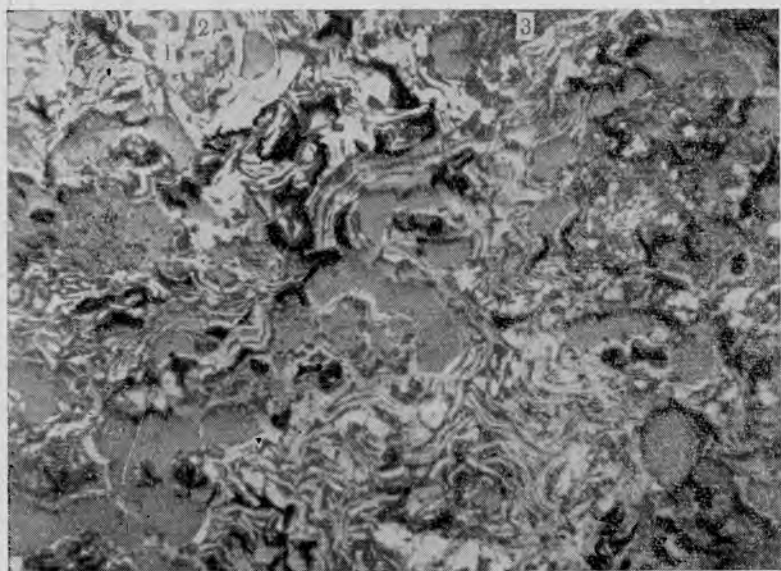


Рис. 64. Листочки молибденита вокруг выделений урановой смолки (полированный шлиф; $\times 85$):

1 — молибденит; 2 — урановая смолка; 3 — нерудные минералы.

Сфалерит встречается часто, но в весьма незначительных количествах. Он является постоянным спутником галенита, образуя в нем мелкие каплевидные включения размером не более сотых долей миллиметра. Изредка встречаются единичные самостоятельные включения сфалерита неправильной формы от долей миллиметра до 3 мм в поперечнике. Выделения сфалерита в одних случаях мономинеральные, в других содержат многочисленные включения пирита, галенита, халькопирита, реже блеклой руды.

В жилах урановой смолки сфалерит корродирует и замещает кристаллы раннего пирита, а сам корродируется и замещается галенитом (рис. 65).

По составу сфалерит может быть отнесен к безжелезистой разновидности — клейофану. Содержание железа в нем не превышает

тысячных долей процента. Кроме железа спектральным анализом в сфалерите отмечены сотые доли процента свинца, меди, молибдена и тысячные — гафния.

Блеклая руда на месторождении пользуется незначительной распространенностью, хотя мельчайшие ее включения в галените отмечаются весьма часто. В некоторых рудных жилах и



Рис. 65. Сфалерит корродируется и замещается галенитом (полированный шлиф; $\times 165$):

1 — сфалерит; 2 — галенит; 3 — нерудные минералы.

прожилках олеклая руда обнаружена в тесном прорастании с урановой смолкой первой генерации и галенитом в виде единых слабо раскристаллизованных агрегатов.

Халькопирит в рудных телах распространен мало. В жилах он отмечается в виде мельчайших включений в урановой смолке, сфалерите, галените. Самостоятельные выделения халькопирита устанавливаются крайне редко. Как правило, они размещаются среди жильной массы или во вмещающей породе, в непосредственной близости от рудной жилы. В единичных случаях халькопирит образует мелкую вкрапленность в кальците, цементирующем обломки урановой смолки.

Марказит распространен крайне мало и обычно образует единичные вкрапленники размером не более 0,5 мм среди жильной массы или во вмещающих породах вблизи рудных жил.

Пираргирит весьма редок, устанавливается только под микроскопом. В заметных количествах отмечен только в отдельных участках рудных жил и прожилков.

Миаргирит является очень редким минералом месторождения. Он встречается в тех же участках, где и пираргирит, образуя среднезернистые, мелкозернистые и скрытокристаллические

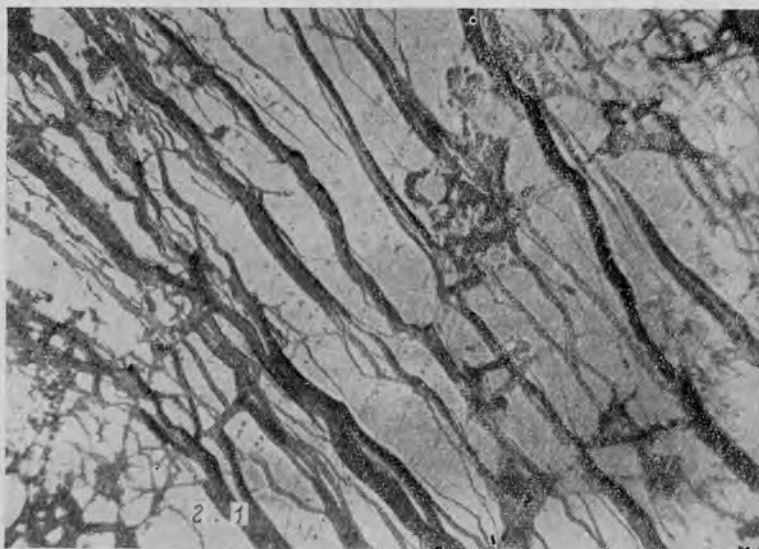


Рис. 66. Серия ветвящихся микропрожилков кальцита (1), пересекает урановую смолку (2) (черные пятна — дефекты полировки; полированный шлиф; $\times 85$).

выделения, группирующиеся в виде микропрожилков мощностью в десятые доли миллиметра и протяженностью несколько миллиметров.

Кальцит в рудных жилах и прожилках распространен достаточно широко. Он выполняет центральные части некоторых прожилков урановой смолки, выделяется между почками последней по трещинкам в ней и цементирует ее обломки. Цвет кальцита белый, светло-розовый, светло-серый. Форма зерен неправильная или изометричная, размер их не превышает 0,2 мм. Иногда содержит мелкие включения сульфидов.

Весьма часто кальцит в рудных жилах обособляется в секущие прожилки и микропрожилки (рис. 66). Такие прожилки располагаются как вдоль рудных жил, так и поперек, наподобие лестничных. Мощность их варьирует от десятых долей миллиметра до 2 мм, а длина — от нескольких миллиметров до

15 см. Большинство прожилков имеет мелкозернистое строение, но некоторые из них сложены волокнистыми агрегатами, в которых тончайшие индивиды кальцита всегда располагаются перпендикулярно к зальбандам прожилка.

Удельный вес самых разнообразных по цвету и зернистости кальцитов колеблется в очень узких пределах — от 2,71 до 2,78. Оптические свойства их также близки: $N_o = 1,660—1,665$, $N_e = 1,488—1,492$; $N_o - N_e = 0,170—0,175$.

Кальцит месторождения содержит 0,6—6,2% $MnCO_3$; 0,5—3,7% $MgCO_3$ и 0,1—2,7 $FeCO_3$. Спектральным анализом в нем устанавливаются сотые и тысячные доли процента стронция, бария и бериллия.

Серицит в рудных жилах распространен широко, причем основная его масса образовалась как продукт гидротермального изменения обломков вмещающих пород, заключенных в рудных жилах.

В едином агрегате вместе с серицитом обычно отмечаются мелкозернистый кварц и кальцит, реже хлорит. Серицит, образовавшийся как продукт гидротермального изменения, обычно характеризуется мелкими размерами отдельных чешуек (сотые и тысячные доли миллиметра), пониженными показателями преломления (N_g уменьшается до 1,570) и пониженным двупреломлением (до 0,020—0,025).

Химическая формула этой разности серицита, полученная при пересчете данных химического анализа по методу А. Гровса, может быть написана в следующем виде: $K(Al_{1,52}Fe^{3+}_{0,19}Fe^{2+}_{0,07}Mg_{0,22})(Al_{1,06}Si_{2,94}O_{10})(OH)_{1,71}$.

В отличие от описанного выше серицита в маломощных прожилках урановой смолки встречается серицит, для которого характерны более крупный размер чешуек (до десятых долей миллиметра) и оптические константы, соответствующие приведенным в справочниках. Он выполняет центральные части прожилков, а также трещинки в почках урановой смолки.

Флюорит в рудных жилах был отмечен в единичных случаях только под микроскопом в виде микропрожилков мощностью до 0,2 мм и длиной 3—5 мм, секущих урановую смолку.

Альбит широко развит во вмещающих породах около рудных жил как основной минерал гидротермального изменения. В составе самих рудных жил и прожилков он встречается очень редко. Макроскопически в образцах альбит не устанавливается. Под микроскопом видно, что он частично или полностью замещает вкрапленники калиевого полевого шпата, а также развивается по стекловатой основной массе пород. Величина зерен альбита варьирует от тысячных и сотых долей миллиметра (в основной массе) до 1—2 мм (во вкрапленниках). Зерна, как это хорошо видно на вкрапленниках при скрещенных николях, имеют полисинтетически-двойниковое «шахматное» строение. Угол симметричного погасания двойников в разрезах, перпенди-

кулярных к (010), равен $14-15^\circ$, что соответствует альбиту № 6—8.

Хлорит в рудных жилах мало распространен (доли процента, редко несколько процентов). Он представлен двумя разновидностями — бесцветной и зеленой. Бесцветная разновидность хлорита находится в тесном прорастании с серицитом,

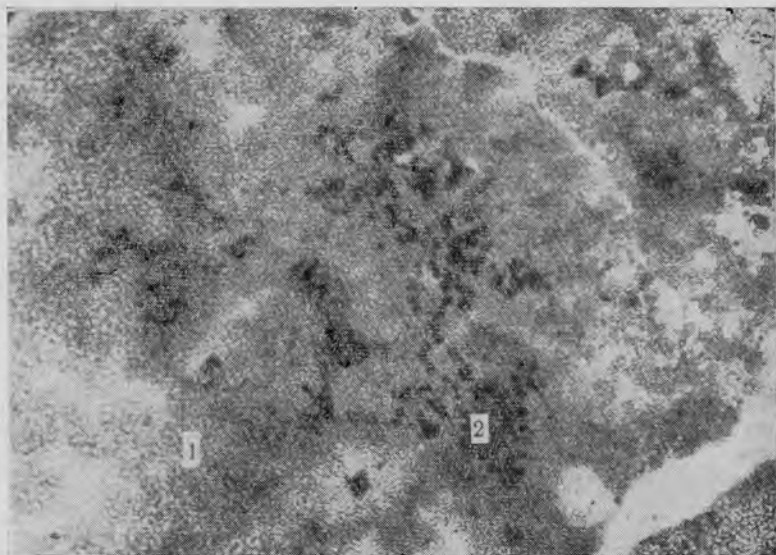


Рис. 67. Агрегат мелкочешуйчатого зеленого хлорита (1) с включением мелких почек урановой смолки (2) (снято при одном никеле; $\times 150$).

реже кальцитом и кварцем. Агрегат перечисленных минералов слагает реакционные каймы на обломках вмещающих пород по контакту с урановой смолкой. Эта разновидность хлорита характеризуется мелким размером чешуек (тысячные доли миллиметра), прямым угасанием, низкими цветами интерференции, показателями преломления в пределах $1,560-1,590$ и может быть отнесена по сумме признаков к гидрохлориту.

Зеленый хлорит встречается редко и обычно ассоциируется с урановой смолкой. Он образует мелкочешуйчатые агрегаты, заключающие в себе мелкие почки урановой смолки (рис. 67), реже развивается между крупными почками и по трещинкам в них. В некоторых случаях радиально-лучистые скопления хлорита сами окружены урановой смолкой. Листочки зеленого хлорита имеют размеры $0,01-0,05$ мм. Интенсивность окраски их меняется от бледно-зеленой до бутылочно-зеленой. Плео-

хроизм слабый, в тех же тонах. Показатель преломления варьирует в пределах 1,600—1,630. Пересчет результатов химического анализа этого хлорита на формулу минерала по методу, предложенному Д. П. Сердюченко, дает следующую его химическую формулу: $(\text{Si}_{3,22}\text{Al}_{0,78})\{(\text{Al}_{1,74}\text{Fe}_{0,60}^{3+})^{2,34}(\text{Fe}_{2,25}^{2+}\text{Mn}_{0,03}\times \times \text{Mg}_{0,42}\text{Ca}_{0,15})^{2,85}\}_{5,19}(\text{OH})_8\text{O}_{10}\cdot 0,3\text{H}_2\text{O}$. Согласно классификации того же автора, хлорит может быть отнесен к железисто-глиноземному корундофиллиту.

Кварц в рудных жилах распространен мало и устанавливается главным образом только под микроскопом в виде мелких зерен среди тонкочешуйчатых агрегатов серицита и хлорита. Здесь он, по-видимому, как и серицит, является продуктом гидротермального изменения вмещающих пород, обломки которых заключены в жилах.

Для понимания геохимических особенностей гидротермального процесса весьма существенно установить взаимоотношения между минералами в рудных жилах. Одним из наиболее ранних минералов рудных жил является урановая смолка. Первая ее генерация выделялась из растворов в виде каплевидных метакolloидных агрегатов, насыщенных эмульсионными включениями сульфидов и сульфосолей. Вторая генерация, отлагаясь вокруг подобных агрегатов, обычно отделена от них тончайшей каймой мелкочешуйчатого серицита. Взаимоотношения урановой смолки второй генерации с большинством минералов рудных жил характеризуются ровными контактами. Лишь в редких случаях установлено разъедание и замещение урановой смолки кальцитом, галенитом и флюоритом.

В урановой смолке первой генерации галенит образует эмульсиевидную вкрапленность, а в смолке второй генерации — концентрические, колломорфные выделения или мелкие включения весьма причудливой формы. Галенит, отложившийся после урановой смолки, выполняет промежутки между почками смолки, залечивает трещинки в почках, цементирует обломки почек. Как правило, контакты между урановой смолкой и галенитом ровные, без следов разъедания, однако отмечаются случаи, когда урановая смолка разъедается и замещается более поздним галенитом. Как видно на рис. 68, обломки концентрических зональных почек урановой смолки довольно интенсивно замещаются галенитом, причем замещению подвергаются главным образом отдельные концентрические зонки почек. С молибденитом и другими рудными минералами у галенита реакционных контактов не отмечено.

Взаимоотношения между молибденитом и урановой смолкой также характеризуются ровными контактами без каких-либо следов замещения. В тех случаях, когда наблюдаются колломорфные выделения молибденита вокруг почек урановой смолки, при больших увеличениях иногда отмечается постепенный переход от чистой урановой смолки к чистому молибдениту

через агрегат, состоящий из мельчайших сростаний названных минералов.

Вкрапленники раннего пирита, образовавшиеся в процессе фумарольно-сульфатарной деятельности, попадая в рудные жилы с обломками вмещающих пород, интенсивно замещаются

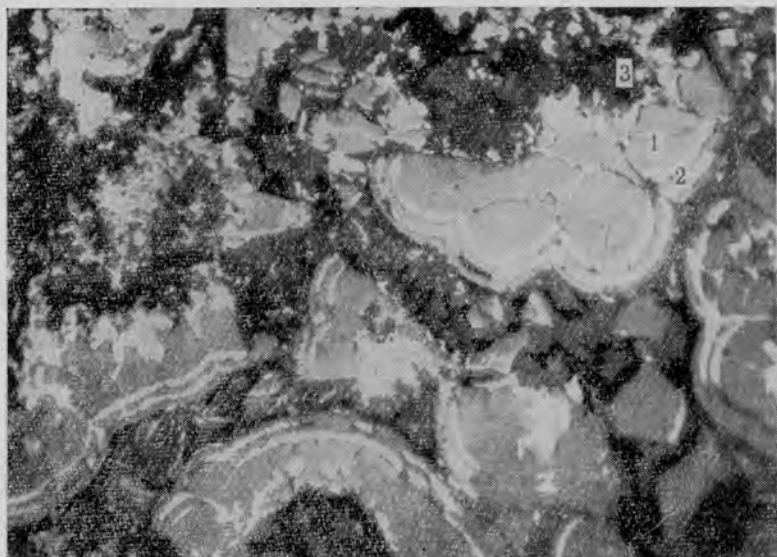


Рис. 68. Замещение обломков почек урановой смолки галенитом (полированный шлиф; $\times 325$):

1 — урановая смолка; 2 — галенит; 3 — нерудные минералы.

минералами рудных жил, особенно часто галенитом. Отмечается также замещение пирита кальцитом, сфалеритом, марказитом и урановой смолкой, находящейся в тесном сростании с молибденитом. Замещение пирита урановой смолкой устанавливается довольно редко. Обычно урановая смолка отлагается на вкрапленниках пирита, и уже после ее отложения пирит частично, а иногда и полностью замещается галенитом (см. рис. 58). Пирит, образованный в рудную стадию минерализации, встречается сравнительно редко и в небольшом количестве. Он обычно тесно ассоциирует с урановой смолкой и отмечается в виде эмульсиевидной вкрапленности в урановой смолке наиболее ранней генерации, изредка выполняет тончайшие трещинки в почках урановой смолки второй генерации и образует взаимосрастания с урановой смолкой наиболее поздней третьей генерации.

Сфалерит, так же как галенит и пирит, в небольшом количестве отмечается с урановой смолкой первой генерации в единичных слабо раскристаллизованных металоколлоидных образованиях, образуя крайне тонкие сростания. Основная масса сфалерита выделяется после урановой смолки второй генерации. Этот сфалерит окружает почки урановой смолки, причем контакты между ними ровные, без следов разъедания (рис. 69).

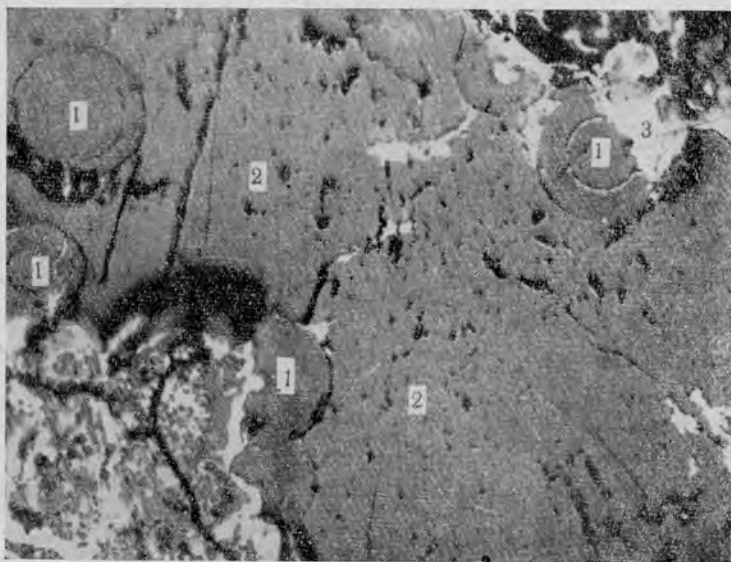


Рис. 69. Почки урановой смолки, окруженные сфалеритом (черное — дефекты полировки; полированный шлиф; $\times 165$):
1 — урановая смолка; 2 — сфалерит; 3 — пирит.

В участках обильного развития галенита сфалерит замещается последним.

Небольшие количества блеклой руды установлены в ассоциации с урановой смолкой первой генерации. Большая часть ее отлагалась с галенитом, халькопиритом, сфалеритом и пираргиритом. Взаимопрорастания этих минералов характеризуются ровными контактами, без признаков каких-либо замещений.

Халькопирит в ассоциации с урановой смолкой отмечен только в тех случаях, когда он образует мелкие выделения в самой урановой смолке второй генерации. Замещение халькопирита какими-либо гипогенными минералами или наоборот не отмечалось.

Марказит в рудных жилах в одних случаях образует псевдоморфозы по вкрапленникам пирита, в других — тесные сроста-

ния с урановой смолкой третьей генерации. Крупные почки урановой смолки второй генерации или их обломки изредка слабо разъедаются марказитом. В ассоциации с галенитом марказит иногда замещает также вкрапленники кварца, попавшие в жилы урановой смолки из вмещающих пород (рис. 70), причем одним галенитом кварц никогда не замещается.

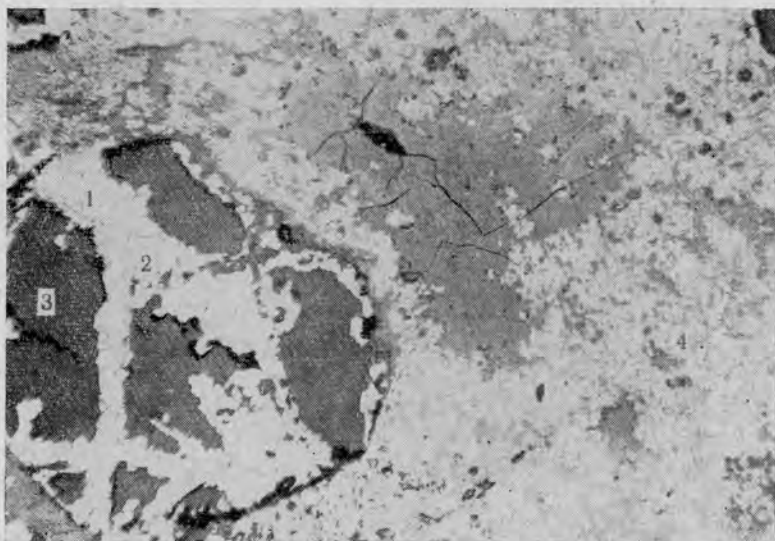


Рис. 70. Марказит с галенитом замещают вкрапленник кварца (полированный шлиф; $\times 85$):

1 — марказит; 2 — галенит; 3 — кварц; 4 — урановая смолка и галенит.

Пираргирит был отмечен в виде эмульсионных включений в урановой смолке первой генерации, но чаще слагает микропрожилки, секущие урановую смолку второй генерации, и образует включения в галените и блеклой руде. Вместе с пираргиритом изредка устанавливается мнаргирит. Оба они контактируют с другими минералами без следов взаимозамещений.

Кальцит в рудных жилах весьма обилен, и в большинстве случаев контакты между ним и урановой смолкой, а также между ним и другими минералами ровные, без заметного разъедания. Вместе с тем отмечается интенсивное разъедание и замещение кальцитом урановой смолки и пирита. Замещение урановой смолки, например, происходит по различно ориентированным трещинкам (рис. 71), в центре и по периферии почек. Обычно оно сопровождается растворением урановой смолки и последующим ее перетолжением среди кальцита (рис. 72).

Основная масса серицита в рудных жилах встречается в виде тонких реакционных каемок, образующихся по обломкам



Рис. 71. Крупные почки урановой смолки разрезаются кальцитом (полированный шлиф; $\times 85$):
1 — урановая смолка; 2 — кальцит; 3 — жильные минералы.

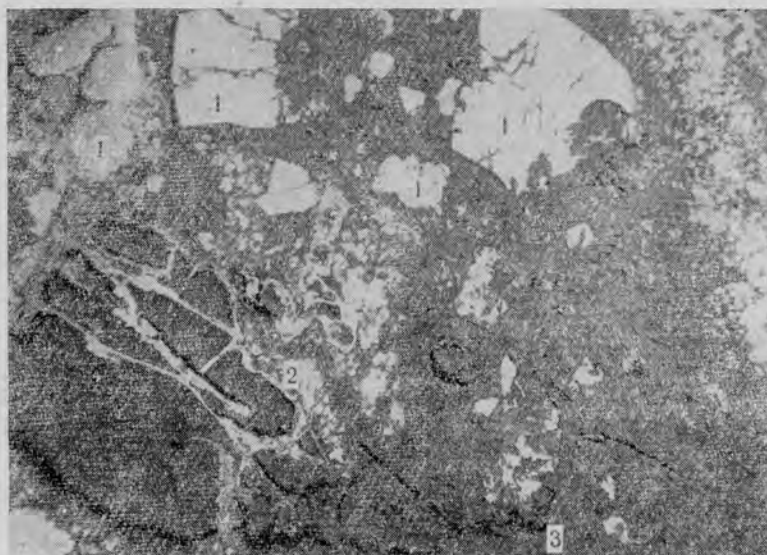


Рис. 72. Разрушенные и частично замещенные кальцитом обломки крупных почек урановой смолки (1) и мелкие расплывчатые включения, по-видимому, перекристаллизованной смолки (2) в кальците (3) (полированный шлиф; $\times 85$).

вмещающих пород вдоль контактов с урановой смолкой. В некоторых участках жил, где обильно развита урановая смолка, вмещающая порода нацело замещена серицитом (рис. 73). В тонкочешуйчатом агрегате серицита обычно устанавливаются кварц и хлорит. В маломощных прожилках урановой смолки серицит выделился позднее смолки. Он выполняет центральную часть прожилков и залечивает трещинки в почках урановой смолки. Какого-либо разъедания урановой смолки серицитом при этом не наблюдается.

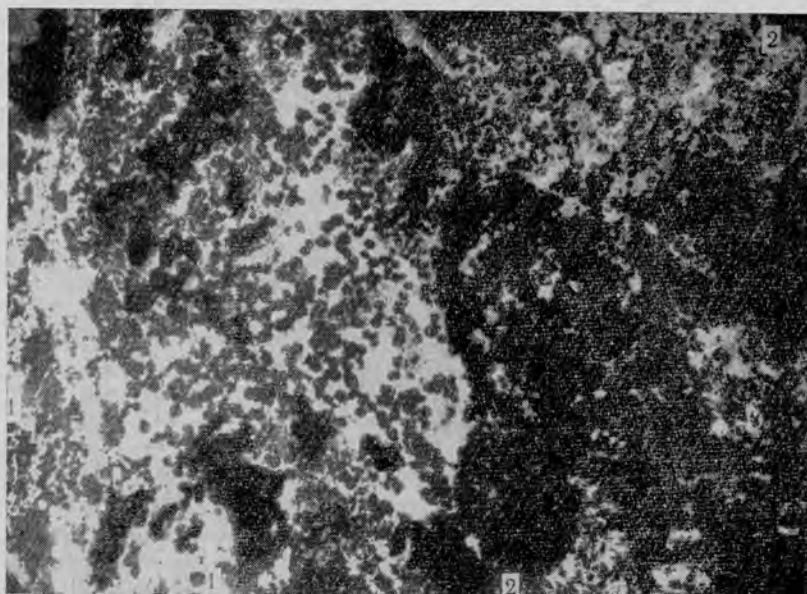


Рис. 73. Серицит (1), занимающий все пространство между почками урановой смолки (2) (снято при скрещенных николях; $\times 90$).

Альбит в рудных жилах развивается по вкрапленникам калиевого полевого шпата, реже по основной массе вмещающих пород, обломки которых захвачены жилами.

Схема последовательности минералообразования при формировании месторождения, составленная на основании детального анализа взаимоотношений между различными минералами, приведена в табл. 6. В этой схеме не помещены минералы, образовавшиеся в результате гидротермального метаморфизма вмещающих пород. Их образование, по-видимому, происходило в течение всего периода циркуляции гидротермальных растворов.

Рудные жилы постоянно сопровождаются ореолом гидротермально измененных пород. По обе стороны от рудных жил в

Схема последовательности гидротермального минералообразования

Минерал	Парагенетические ассоциации				
	с урановой смолкой первой генерации	с урановой смолкой второй генерации	с галенитом третьей генерации	с флюоритом	с кальцитом
Урановая смолка					
Галенит					
Пирит					
Сфалерит					
Блеклая руда					
Пираргирит					
Молибденит					
Халькопирит					
Серицит					
Хлорит					
Миаргирит					
Флюорит					
Кварц					
Кальцит					
Марказит					
Гётит					
Борнит					

плане и разрезе ореолы имеют симметрично-зональное строение: зона гидротермальной аргиллизации пород, зона окварцевания и зона альбитизации. Во всех этих зонах в породах отмечается вкрапленность галенита, урановой смолки, молибденита, а иногда вместе с ними и других рудных минералов. Интенсивность вкрапленного оруденения в направлении от рудных жил постепенно ослабевает. В зонах окварцевания и альбитизации (а часто и значительно шире) породы импрегнированы мельчайшими включениями гематита, обуславливающими специфичное для урановых месторождений покраснение вмещающих пород.

При сближении нескольких рудных жил ореолы околожилных изменений, развитые вблизи отдельных жил, сливаются. При этом внутренние зоны, например зоны гидротермальной аргиллизации, могут быть присущи каждой отдельной жиле, а зона альбитизации с вкрапленным оруденением и покраснением пород — общими для всей серии жил.

Размеры ореола околожилных изменений в первом приближении прямо пропорциональны размерам рудных жил. Однако исключительно большое влияние на размеры ореолов оказывают физико-механические свойства вмещающих пород и, в частности, их пористость и проницаемость.

В плотных породах с низкой эффективной пористостью (от 0,2 до 4%) мощность ореола околожильных изменений ограничивается несколькими метрами, а иногда и десятками сантиметров. В пирокластических породах, слабо затронутых фумарольно-сульфатарной аргиллизацией, с эффективной пористостью от 8 до 18%, мощность ореолов околожильных изменений достигает многих десятков метров. В породах, претерпевших фумарольно-сульфатарную аргиллизацию, пористость и проницаемость резко увеличиваются и в интенсивно аргиллизированных породах эффективная пористость достигает 20—25%. Размеры ореолов околожильных изменений в них столь же велики, как и в пирокластических породах, и составляют десятки метров.

Из околожильных изменений макроскопически отчетливо выделяется только самая внутренняя зона — зона гидротермальной аргиллизации, а также окварцевание пород. Зоны окварцевания и альбитизации нельзя отличить по внешнему облику от неизмененных пород; их различие можно обнаружить только при изучении с помощью микроскопа.

Внешняя зона околожильных изменений является наиболее мощной и характеризуется интенсивнейшей альбитизацией вмещающих пород. Если гидротермальная аргиллизация и окварцевание около рудных жил иногда отсутствуют или проявлены очень слабо, что особенно часто отмечается на верхних горизонтах месторождения, то альбитизация устанавливается постоянно и в таких случаях начинается прямо от рудных жил.

В зоне альбитизации, по мере приближения к рудной жиле, вкрапленники калиевого полевого шпата (ортоклаза) начинают замещаться «шахматным» альбитом. Затем альбит развивается в виде мельчайших лейст по микрофельзитовой и стекловатой основной массе пород до полного замещения калиево-полевошпатовой составляющей. В породе исчезает серицит. Вкрапленники плагиоклаза сохраняются без изменения так же, как и общая структура породы. Химические анализы альбитизированных пород показывают, что содержание окиси калия в них резко уменьшается и затем она полностью исчезает, а количество окиси натрия возрастает до 6—7% и более. Мощность зон альбитизации около серии сближенных рудных жил в породах с высокой пористостью достигает 100 м. На такое же расстояние альбитизация развивается и по восстанию над «слепыми» рудными жилами. Мелкие рудные прожилки в плотных эффузивных породах с низкой пористостью сопровождаются зонами альбитизации мощностью в несколько десятков сантиметров.

Средняя зона — зона окварцевания — развита не всегда и проявлена менее отчетливо. Ее мощность измеряется несколькими десятками сантиметров. Структура пород в зоне окварцевания сохраняется, но состав породы существенно изменен. По основной массе альбитизированных пород в виде скоплений и микропрожилков развивается мелкозернистый, водяно-прозрач-

ный кварц. Новообразованный кварц замещает вкрапленники плагиоклаза и частично псевдоморфозы альбита по вкрапленникам ортоклаза. Иногда происходит также обрастание порфировых выделений породообразующего кварца каемками новообразованного. Пересчеты химических анализов гидротермально измененных пород с учетом их объемных весов показывают, что в зону окварцевания привносится кремнезем.

Внутренняя зона, зона гидротермальной аргиллизации, — характерное околожильное изменение вмещающих пород на нижних горизонтах месторождения. На верхних горизонтах оно обычно отсутствует или проявлено весьма слабо.

Зоны гидротермальной аргиллизации представлены глиноподобными, дезинтегрированными рыхлыми породами, которые отчетливо выделяются своей более светлой окраской и механическими свойствами. С плотными окварцованными, а при их отсутствии с альбитизированными породами они имеют четкие линейные границы. Мощность каждой из зон, симметрично расположенных по отношению к рудовмещающей трещине, изменяется от 1—3 до 25 см, при этом отчетливой зависимости между мощностью рудных жил и мощностью зон аргиллизации не устанавливается. В аргиллизированной породе отмечается вкрапленность галенита, урановой смолки, реже сфалерита. Вкрапленность галенита и сфалерита макроскопически видимы, в то время как урановая смолка частично тонкорассеяна в породе, а частично образует обогащенные ею полосы в виде псевдопрожилков мощностью 1—5 мм, строго параллельные рудовмещающим швам и отстоящие от последних на расстоянии 2—5 см.

Микроскопическое изучение пород из зон гидротермальной аргиллизации показывает, что в них практически отсутствует кварц, как во вкрапленниках, так и в основной массе. Порфировые выделения представлены лишь «шахматным» альбитом. Основная масса пород сложена мельчайшими лейстами альбита и скоплениями тонкодисперсного глинистого минерала. Кроме того, в породе в виде микропрожилков и отдельных выделений обильно развиваются кальцит и розетковидный железистый хлорит. Глинистый минерал, по данным рентгено-структурного анализа, диагностируется как монтмориллонит.

Данные химических анализов с учетом объемных весов показывают, что из зон гидротермальной аргиллизации в зоны окварцевания выносятся кремнезем, а из зон окварцевания в зоны аргиллизации привносится глинозем. Содержание натрия в аргиллизированных и окварцованных породах сохраняется на уровне интенсивно альбитизированных пород, а калий практически отсутствует.

Гематитизация (покраснение) вмещающих пород проявлена около всех рудных жил и слабо оруденелых трещин. Ореол покраснения своими размерами перекрывает зоны окварцевания и альбитизации, распространяясь на некоторое расстояние за

их пределы. Только в зонах гидротермально-аргиллизированных пород покраснение не наблюдается или проявлено значительно слабее. Размеры ореолов покраснения в основном определяются характером вмещающих пород. В породах с высокой эффективной пористостью ширина их достигает 100 м и более, в плотных породах с низкой пористостью и проницаемостью покраснение исчезает на расстоянии первых метров от рудных жил. Внешние границы ореолов покраснения нечеткие. По мере приближения к рудным жилам интенсивность покраснения постепенно усиливается, и вблизи рудных тел породы имеют густой вишнево-красный или кирпично-красный цвет. Распределение окраски в эффузивных и экструзивных породах равномерное, в пирокластических породах отмечается большая интенсивность покраснения обломков по сравнению с цементирующей основной массой. Во флюидалных породах сплошное покраснение по мере удаления от рудных жил постепенно сменяется покраснением отдельных полос по флюидалности, затем исчезает.

При микроскопическом изучении покрасневших пород устанавливается, что породы содержат дисперсно-мелкие частицы окислов железа, играющие роль пигмента. Лишь отдельные такие частицы достигают размеров в десятитысячные и тысячные доли миллиметра. Они представлены вытянутыми пластинчатыми и игольчатыми кристаллами кроваво-красного цвета с очень высоким светопреломлением, заметным плеохроизмом и диагностируются как гематит. Распределение гематита в породе весьма неравномерное. Преимущественно он концентрируется в порфириковых выделениях полевых шпатов, особенно ортоклаза, меньше в основной массе и совершенно отсутствует во вкрапленниках кварца.

Данные химических анализов показывают, что в покрасневших породах по сравнению с породами, не претерпевшими околожилых изменений, несколько увеличивается содержание окисного железа, как за счет частично окисления закисного, так и в результате некоторого привноса.

Таким образом, закономерное положение зон гидротермально измененных пород относительно рудовмещающих разрывных нарушений, пространственное совмещение этих изменений с вкрапленным оруденением и первичными ореолами рассеяния урана, молибдена и свинца свидетельствует о том, что рудоотложение и околожилые изменения вмещающих пород обязаны одним и тем же гидротермальным растворам.

Изучение минерального и химического состава гидротермальных образований позволяет отметить следующие геохимические особенности формирования трещинно-жильных уран-молибденовых месторождений.

1. Весьма широкое развитие калычита по сравнению с другими гидротермальными жильными минералами свидетельствует о том, что рудоносные растворы были богаты анионами

угольной кислоты, а по интенсивности альбитизации вмещающих пород в процессе рудоотложения можно судить о высокой концентрации в растворах натрия. Растворы, содержащие анионы угольной кислоты и такое сильное основание, как натрий, должны были иметь щелочной характер. Зафиксированный в виде кальцита и флюорита кальций мог привноситься в форме хорошо растворимого бикарбоната.

2. Концентрация анионов сульфидной серы, которая во многом определяет окислительно-восстановительные свойства гидротермальных растворов, в данном случае была низкой. Об этом прежде всего свидетельствует то, что образование сульфидов в рудных жилах и в зонах вкрапленного оруденения происходило с использованием сульфидной серы из вмещающих пород (интенсивное замещение галенитом, сфалеритом и молибденитом пирита, образовавшегося в процессе фумарольно-сульфатной аргиллизации), при этом S_2^{2-} частично восстанавливался до S^{2-} . Наличие железистого хлорита в рудных жилах и ореоле гидротермальноизмененных пород также говорит о недостатке серы по отношению к железу [40]. Вместе с тем в ассоциации с кальцитом и урановой смолкой на месторождении отмечается гетит, а это трудно увязывается с сильно восстановительными свойствами растворов. Из карбонатов на месторождении встречается только один кальцит, а, как указывает А. Г. Бетехтин [4], очищение карбонатов от железа происходит в окислительных условиях. В восстановительных условиях должен был бы образоваться сидерит. Кроме того, гематизация вмещающих пород как околожильное изменение, широко проявленное на урановых месторождениях вообще, по мнению многих исследователей, является результатом окислительного воздействия на породы ураноносных растворов. Если встать на точку зрения этих исследователей, то покраснение пород можно считать еще одним фактором, говорящим в пользу окислительных свойств растворов по отношению к железу. Однако предполагать, что растворы обладали сильными окислительными свойствами, также нельзя. В такой обстановке не могли бы отлагаться ни сульфиды, ни железистый хлорит, ни урановая смолка. Учитывая, что минералы, содержащие сульфидную серу (галенит и сульфосоли), выделялись совместно с урановой смолкой ранних генераций, а гетит совместно с урановой смолкой последней генерации и кальцитом, следует предположить, что в начале рудообразования растворы обладали восстановительной реакцией по отношению к сере, а в конце стадии — окислительной реакцией по отношению к железу.

3. В щелочных гидрокарбонатных растворах, обладающих слабыми окислительно-восстановительными свойствами, могли привноситься те же элементы, которые входят в состав рудных жил и зон вкрапленного оруденения. Известно, что шестивалентный уран с ионами CO_3^{2-} образует хорошо растворимые

комплексные соединения, устойчивые в щелочных растворах в широком диапазоне значений окислительно-восстановительного потенциала. Для разрушения этих комплексов и выделения урановой смолки необходимо понижение щелочности растворов, значительное уменьшение парциального давления CO_2 и наличие восстановителей. В качестве восстановителей могут служить как сульфидная сера, так и закисное железо. Свинец как элемент с хорошо проявленными свойствами двухвалентного металла мог привноситься в виде бикарбоната. Это же относится к цинку с другими двухвалентными металлами. Как известно, в карбонатных и гидрокарбонатных растворах (типа водных растворов Na_2CO_3 , K_2CO_3 , NaHCO_3 и т. д.) такие элементы, как медь, серебро, селен, иттрий, молибден, цирконий и редкие земли, образуют растворимые комплексные соединения.

4. Температура гидротермальных растворов в момент рудоотложения была сравнительно невысокой и в заключительный период вряд ли превышала $170-180^\circ\text{C}$.

На довольно низкую температуру рудоотложения косвенно указывает небольшая глубина формирования месторождений ($500-600$ м от поверхности для верхних частей рудных тел) и обилие коллоидных, метаколлоидных и скрытокристаллических структур минеральных агрегатов в рудных жилах.

Более конкретно о температуре рудоотложения в верхних частях месторождения можно судить по наличию в рудных жилах гетита. Экспериментально доказано, что при давлении, близком к упругости пара раствора, в щелочной среде при температуре выше $165 \pm 15^\circ\text{C}$ гетит существовать не может и превращается в гематит. В нейтральной среде переход гетита в гематит происходит еще при более низких температурах. Изменение давления практически не влияет на температуру превращения гетита в гематит.

Нижние части месторождения формировались, по-видимому, при более высоких температурах. В нижних частях месторождения в рудных жилах не установлен гетит, значительно реже отмечаются метаколлоидные агрегаты минералов, а во внутренней, приконтактной зоне околожилных изменений породообразующий кварц оказывается неустойчивым.

5. Главной причиной, обусловившей рудоотложение, явилось, по-видимому, изменение термодинамических условий и физико-химических свойств гидротермальных растворов. Последние, достигая небольших глубин и попадая в зоны тектонических подвижек среди пород с высокой пористостью и проницаемостью, в результате понижения внешнего давления теряли часть летучих, в том числе CO_2 . Параллельно с этим при взаимодействии с вмещающими породами ионы натрия связывались в альбит. Понижение pH растворов и концентрации ионов CO_3^{2-} и HCO_3^- приводило к распаду комплексных соединений и минералообразованию.

ГЛАВА V

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАН-МОЛИБДЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Изложенный фактический материал по геологии уран-молибденовых месторождений, особенностям минерального состава руд и изменениям вмещающих оруденение пород позволяет сделать некоторые общие выводы относительно условий образования месторождений этой рудной формации, времени и места оруденения в геотектоническом процессе развития складчатых областей, роли тектоники и магматизма в формировании отдельных типов месторождений, а также установить специфику физико-химических условий гидротермального рудного процесса.

1. ВРЕМЯ И МЕСТО ФОРМИРОВАНИЯ УРАН-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Гидротермальные уран-молибденовые месторождения образуют самостоятельную рудную формацию, занимающую определенное место в истории развития складчатых областей. Эти месторождения характеризуются специфическими особенностями вещественного состава руд и околожильных изменений, своеобразной геологической позицией и определенным временем образования.

В зависимости от условий локализации, состава руд и рудоконтролирующих структур среди месторождений уран-молибденовой формации выделяются три самостоятельные группы:

1) месторождения прожилкововкрапленных руд в корневых частях кислых субвулканических интрузивов, заполняющих крупные тектонические разрывы в породах нижних структурных ярусов;

2) штокерковые месторождения в субвулканических кислых интрузивах, залегающих в основании верхних структурных ярусов;

3) трещинно-жильные месторождения в кислых эффузивно-пирокластических породах, связанные с жерловыми фациями

и структурами древних аппаратов в породах верхних структурных ярусов.

Месторождения первой группы располагаются в геоантиклинальных блоках сложного строения, в которых обычно выделяются внутренние интрагеосинклинальные и интрагеоантиклинальные зоны. Эти блоки характеризуются нормальной последовательностью геосинклинального развития, наличием всех трех структурных ярусов и признаками инверсии режима после стадии первичной геосинклинали. Магматические процессы на первых двух стадиях проявляются образованием многофазных крупных батолитоподобных интрузивов, а на последней стадии относительно слабым развитием эффузивно-субвулканических пород. В результате мощной интрузивной деятельности в этих блоках быстро затухала складчатость, происходила ранняя их стабилизация и интенсивно развивалась трещинная тектоника. По геологическим данным и определениям абсолютного возраста, урановое оруденение формировалось вначале полуплатформенного периода развития, на 30—50 млн. лет позже окончания проявлений интрузивного магматизма. Из-за неполного развития и малых мощностей образований верхних структурных ярусов и интенсивного размыва более древних образований ураномолибденовые месторождения располагаются в породах нижних структурных ярусов и этажей, в зонах крупных разрывов, залеченных корневыми частями кислых субвулканических интрузивов.

Месторождения второй группы располагаются в интрагеоантиклинальных блоках, которые характеризуются повышенной стабильностью уже на ранних стадиях своего развития, однако приобретают повышенную мобильность на более поздних стадиях, что приводит к увеличению мощностей разрезов средних и верхних структурных ярусов. При почти полном отсутствии образований первичной геосинклинали в региональной структуре этих блоков с трудом удастся провести границу между средним и верхним структурными ярусами. Для них характерно отсутствие крупных батолитовых интрузивов. После формирования мелких интрузивных тел гранитоидов очень широко проявляются крупные субвулканические и гипабассальные интрузивы и наземная вулканическая деятельность. Процессы сладкообразования еще достаточно отчетливо проявляются в породах средних структурных ярусов и в отличие от блоков, где располагаются месторождения первой группы, затухают на стадии развития остаточных геосинклиналей.

В размещении областей осадконакопления и остаточных депрессионных структур ведущая роль принадлежит крупным региональным разломам, а более поздняя трещинная тектоника в эффузивно-пирокластических породах отражает продолжающееся в настоящее время развитие блоковых перемещений по этим разломам.

Уран-молибденовые месторождения этой группы также сформировались после завершения магматической деятельности и оторваны от последних проявлений глубинного интрузивного магматизма не менее чем на 70—80 млн. лет. В размещении гидротермальной минерализации проявляется значительно более тесная пространственная связь с субвулканическими интрузивами, поскольку месторождения располагаются непосредственно в них. Из-за большой мощности вулканогенных отложений поздних стадий развития геосинклинали уран-молибденовые месторождения локализируются в отложениях средних структурных этажей, приурочиваясь к низам верхнего и к верхам нижнего ярусов.

Месторождения третьей группы связаны с блоками резко повышенной стабильности, в которых непосредственно на древнем складчатом фундаменте располагаются вулканогенно-пирокластические образования остаточной геосинклинали.

Средний структурный этаж представлен только эффузивными образованиями остаточной геосинклинали, которые по положению соответствуют верхнему ярусу. Вследствие повышенной стабильности таких блоков нижние ярусы отсутствуют. Проявления глубинного магматизма здесь связаны с последними стадиями формирования более древнего складчатого фундамента, т. е. с образованием нижнего структурного этажа, и оторваны по возрасту от оруденения на 100 млн. лет и более.

Складчатые процессы в отложениях верхнего этажа почти не проявляются, и условия залегания пород определяются структурами древних вулканических аппаратов центрального или трещинного типов. Глубинные разломы определяют расположение депрессионных структур, развитие кольцевых сбросов, кальдер обрушения, а также крупных разрывов, определявших положение центров вулканических извержений. В верхнем структурном ярусе эти разрывы почти не проявляются, поскольку они бывают залечены экструзивными образованиями, а движения по ним затухают по мере завершения вулканической деятельности.

Как и в других блоках, гидротермальное оруденение моложе всех магматических пород и сформировалось в начале платформенного периода развития складчатой области.

Рудные месторождения локализируются в отложениях верхнего структурного яруса, под маломощной покрывкой эффузивных пород.

Таким образом, для региональной геологической позиции всех месторождений уран-молибденовой формации наиболее характерны исключительная приуроченность к блокам геосинклинали развития внутри складчатых областей и отчетливые связи с проявлениями субвулканического магматизма завершающих стадий. Ведущими регионально-геологическими структурами, определявшими положение рудоносных блоков, их стро-

ение, размещение магматических образований и месторождений являлись крупные разломы длительного развития и глубокого заложения.

Различия в региональной позиции и условиях образования отдельных групп уран-молибденовых месторождений в первую очередь объясняются спецификой геотектонического развития отдельных рудоносных блоков. Главнейшими чертами, определявшими эти различия, являются степень и время стабилизации блоков (проявленные спецификой их внутренней структуры), последовательность и интенсивность различных форм проявления магматизма и трещинной тектоники в конкретных условиях каждого блока.

Приведенные выше материалы убедительно показывают, что все гидротермальные месторождения уран-молибденовой формации образовались после завершения магматической деятельности геосинклинального тектоно-магматического цикла, уже в начале полуплатформенного периода развития складчатой области. Необходимость самостоятельного выделения нового, полуплатформенного периода в цикле развития складчатых областей определяется специфическими чертами, которые принципиально отличают его как от складчатых областей, так и от платформ. Для полуплатформенных периодов характерно полное прекращение складчатых процессов и постепенное затухание трещинной тектоники на фоне развивающейся гидротермальной деятельности. Дальнейшая стабилизация всей складчатой области и составляющих ее блоков происходит в условиях смены неустойчивых вертикальных колебательных движений общим слабым поднятием, которое представляет собой завершение орогенических движений последнего этапа геосинклинального развития. Во второй половине полуплатформенного периода общее поднятие вновь сменяется слабыми колебательными движениями с преобладанием нисходящей составляющей; новый цикл осадконакопления приводит к формированию фаций платформенного типа, а развитие трещинной тектоники и гидротермальной деятельности прекращается.

Формирование месторождений уран-молибденовой формации совпадает с первой половиной полуплатформенного периода, когда после завершения магматической деятельности на фоне общего слабого поднятия в образованиях верхних структурных ярусов продолжается развитие гидротермальных процессов и трещинной тектоники.

Смена во второй половине полуплатформенного периода общего поднятия слабыми вертикальными движениями с преобладанием нисходящей составляющей создает благоприятные условия для сохранения сформированных месторождений от разрушения их эрозийными процессами, вследствие захоронения их под сравнительно маломощными чехлами отложений платформенного типа.

2. РОЛЬ МАГМАТИЗМА И РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Наиболее характерные особенности магматизма интрагеоантиклинальных блоков — это прежде всего кислый состав магм, многофазность и интрузивная форма проявления на ранних стадиях, которая сменяется эффузивной и субвулканической формами к концу развития геосинклинального этапа. Широкое проявление эффузивно-субвулканических образований в стадию остаточной геосинклинали объясняется, по-видимому, ранней стабилизацией и, как следствие этого, повышенной проницаемостью земной коры в интрагеоантиклинальных блоках.

Как известно, на связь кислого наземного вулканизма с областями геоантиклинального развития, где продукты вулканической деятельности располагаются на сводовых частях поднятий и по периферии, указывал еще В. В. Белоусов [3], связывая процессы наземного вулканизма с периодами растрескивания и повышения проницаемости верхних частей земной коры, совпадающие с эпохами орогенеза. В. В. Белоусов утверждал также, что в условиях повышенной стабильности отдельных участков земной коры, когда эти участки в значительной степени теряют свойство пластичности, кислая эффузивная магматическая деятельность как бы заменяет очередную фазу складкообразования.

В процессе развития магматизма геоантиклинальных блоков наиболее ранними, как правило, являются гранитоиды повышенной основности (до габбро-диоритов), тяготеющие к периферическим частям блоков, которые сменяются крупными многофазными интрузивами гранодиоритового состава. Завершают интрузивную деятельность нормальные граниты со сложной серией связанных с ними жильных пород.

В следующую стадию интрузивный магматизм сменяется многофазными эффузивно-субвулканическими образованиями, также преимущественно кислого состава. Среди них наиболее поздние магматические образования обычно представлены комплексом гипабиссальных интрузий, малых интрузий и даек основных кислых и субщелочных пород. В эволюции состава магматических образований завершающего комплекса отчетливо проявлена общая тенденция — от основных (габбро-диоритов) к нормальным кислым (часто аляскитовым гранитам) и даже к гранитоидам субщелочного состава.

Самыми близкими по возрасту к оруденению являются дайки диабазов и лампрофиров, формирование которых не связано с развитием магматических очагов, из которых образовались кислые интрузивные и субвулканические породы. Однако, несмотря на возрастную близость с основными дайками, гидротермальные уран-молибденовые месторождения генетически связаны с более ранними магматическими образованиями, но оторваны от них значительным промежутком времени.

Многими исследователями установлено, что по мере развития кислого магматизма в интрузивных породах наблюдается увеличение количества урана, молибдена, циркония, бериллия, иттрия и других геохимически родственных элементов-примесей. Особенно большим содержанием этих элементов характеризуются гипабиссальные и субвулканические интрузивы субщелочных пород, завершающие магматическую деятельность данного региона. Повышенные количества этих же элементов наблюдаются и в ореолах гидротермального изменения, а также в урановой смолке, флюорите и других минералах, образующих рудные тела.

Что касается указанных выше даек основных пород, то они знаменуют собой начало нового этапа в развитии рудоносных блоков, с которым совпадает завершение гидротермальной деятельности.

Интенсивность и возраст процессов глубинного интрузивного магматизма в значительной степени определяют время и скорость общей стабилизации рудоносных блоков, а степень стабилизации блоков в свою очередь определяет ход и дальнейшее развитие процессов вулканизма и гидротермальной минерализации; там, где главная магматическая деятельность проявилась в интрагеоантиклинальных блоках в форме раннего глубинного магматизма, наблюдается и ранняя стабилизация этих блоков, а последующие эффузивно-субвулканические процессы проявлены слабо и следуют во времени в небольшом отрыве процессов глубинного магматизма. В этих случаях мощности эффузивных покровов не превышают нескольких сот метров, а субвулканические интрузивы представлены небольшими межпластовыми телами и дайками кислых пород. При таком ходе развития рудоносных блоков возникают уран-молибденовые месторождения первой группы, располагающиеся в крупных разрывах нижних структурных ярусов и этажей.

В блоках повышенной стабильности интрузивный магматизм последнего тектонического этапа протекает менее интенсивно и проявляется в образовании небольших многофазных тел гранодиоритового состава, даек основных и средних пород. В среднюю и позднюю стадии геосинклинального развития на фоне общей повышенной стабильности эти блоки вновь приобретают значительную мобильность, что приводит к накоплению мощных осадочно-вулканогенных толщ и исключительно широкому развитию эффузивно-субвулканических образований кислого состава. Мощность покровов достигает более 4—5 тыс. м, а площади отдельных субвулканических интрузивов составляют сотни квадратных километров. В завершающую стадию субвулканический магматизм сменяется гипабиссальным с преобладанием малых субщелочных интрузий и даек кислых и основных пород.

При таком ходе развития возникают уран-молибденовые месторождения второй группы, залегающие в субвулканических

интрузивах, расположенных на границе нижнего и верхнего структурных ярусов.

В блоках резко повышенной стабильности, которые также связаны с областями полициклического геосинклинального развития, интрузивная деятельность последнего тектоно-магматического этапа практически не проявляется. Некоторое повышение мобильности наблюдается только в завершающую стадию этого этапа, что выражается в образовании сравнительно маломощных покровов кислых вулканогенных пород, сопровождающемся интрузивными телами, приуроченными к центрам палеовулканической деятельности. Завершающие малые интрузивы в этих блоках проявлены лишь единичными дайками кислых и основных пород. В этих условиях эволюции магматизма формируются трещинно-жильные уран-молибденовые месторождения третьей группы, залегающие в образованиях верхнего структурного яруса.

В пространственном размещении отдельных рудных блоков внутри складчатых областей в распределении магматических пород рудных полей и месторождений ведущая роль принадлежит глубинным разломам. До начала последнего тектоно-магматического цикла закладываются более древние, продольные разломы, а в стадию развития вторичной геосинклинали — более молодые, поперечные. Продольные разломы определяли положение более ранних интрузивных образований, а в совокупности обе системы разломов контролировали размещение древних депрессионных структур, распределение областей палеовулканизма и внедрение субвулканических и малых интрузий. Рудные поля и уран-молибденовые месторождения также пространственно тяготеют к участкам пересечения и расщепления этих разломов. Наиболее отчетливо глубинные разломы проявлены в образованиях нижних структурных этажей и ярусов, где они отличаются сложным внутренним строением, большими амплитудами перемещений пород и выполнены разнообразными и разновозрастными магматическими и послемагматическими телами. В породах верхних структурных ярусов глубинные разломы проявлены не всегда достаточно отчетливо и представлены сериями сближенных трещин, заполненных только более поздними субвулканическими телами, дайками и гидротермальными образованиями. Амплитуды перемещений по ним закономерно затухают во времени и по направлению в более верхние части разрезов осадочно-вулканогенных отложений. Наиболее поздние магматические и послемагматические образования чаще тяготеют к поперечным глубинным разломам, тектоническое развитие которых продолжается дольше, чем продольных, вплоть до периода гидротермальной деятельности.

Первостепенная роль в локализации рудных полей и месторождений уран-молибденовой формации, а также ассоциирующих с ними субвулканических интрузивов и экструзивов при-

надлежит крестообразным структурам пересечения поперечных и продольных разломов. В геоантиклинальных блоках различных типов и соответственно в гидротермальных месторождениях выделенных групп роль этих структур проявляется различно.

В развитии рудоконтролирующих структур в блоках первого типа основная роль в локализации оруденения принадлежит более древним, продольным разломам, с подчиненным значением поперечных разрывов, в основном вмещающих отдельные прожилки и жилы в штокерковых телах. Это, по-видимому, связано со слабым развитием магматических образований завершающей стадии и сохранением проницаемости лучше проработанных продольных разломов в период рудообразования.

В блоках второго типа рудоконтролирующее значение продольных и поперечных разломов примерно одинаково, а крестообразные структуры здесь проявлены наиболее отчетливо.

Внедрение рудовмещающих субвулканических и гипабиссальных интрузивов контролируется обычно более древними продольными разломами, что объясняется их повышенной проницаемостью в период внедрения субвулканических интрузивов, которые, заполняя эти структуры, в дальнейшем снижают их проницаемость.

В блоках третьего типа (а также в некоторых блоках второго типа) кроме крестообразных структур глубинных разломов важную роль в размещении магматических пород и месторождений играют кольцевые разломы.

Ранние продольные разломы часто определяют положение остаточных депрессий и оказывают влияние на размещение наиболее ранних магматических образований стадии остаточной геосинклинали. В дальнейшем они полностью теряют проницаемость, и ведущую роль приобретают более молодые, поперечные разломы, которыми контролируется положение не только продуктов поздних вулканических процессов, но и гидротермальных образований. По сравнению с поперечными разрывами других блоков здесь контролирующие разломы выражены значительно хуже и представлены сериями мелких рудоносных трещин, которые развиваются над скрытыми экструзивами кислых пород.

Крупные кольцевые сбросы приобретают значение региональных структур только в завершающую стадию развития геосинклиналиных блоков. Эти разломы вмещают разновозрастные лакколитоподобные тела экструзивов, а также сложные серии более поздних даек, продукты послемагматической деятельности и отдельные рудные месторождения.

3. РОЛЬ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

В образовании уран-молибденовых месторождений большая роль принадлежит трещинным локальным структурам, которые для каждой из выделенных групп месторождений имеют свои

специфические особенности. Развитие рудоносных структур тесно связано с более крупными региональными разрывами и имеет неодинаковые генетические и морфологические черты в породах различных ярусов.

Месторождения первой группы располагаются в катаклазированных породах, в прослоях крупных зон линейно вытянутых тектонических нарушений. Рудовмещающие разрывы характеризуются исключительно сложным внутренним строением и представлены мощными зонами милонитизации, выполненными жильной серией даек, связанных с батолитовыми интрузивами, корневыми частями более поздних, субвулканических тел, а также дайками основных и средних пород. В участках рудной минерализации развиты поперечные крутопадающие нарушения, образующие крестообразные структуры в породах нижних структурных ярусов. В этих зонах исключительно интенсивно проявлено гидротермальное изменение пород, которые превращены в березиты с мощными монокварцевыми «ядрами» в центральной части. Гидротермальноизмененные породы разбиты многочисленными трещинами, по которым развиваются смолково-молибденитовые и другие прожилки, образующие линейно вытянутые штокверки. В милонитизированных породах между прожилками широко развита рудная вкрапленность, в результате чего образуются прожилкововкрапленные руды, развитые преимущественно в нижних частях месторождений. На более высоких горизонтах преобладают рудные штокверки, которые сменяются в верхних частях месторождений рудными брекчиями. Вертикальный размах оруденения составляет сотни метров при высокой его концентрации в пределах этого сравнительно небольшого интервала глубин. Основная масса рудных минералов развивается путем заполнения мельчайших трещин и пор, а в верхних частях месторождений путем отложения в открытых полостях небольших трещин. Вмещающими породами, как правило, являются интенсивно измененные гранитоиды, эффективная пористость которых в несколько раз превышает пористость неизмененных пород. В связи с увеличением пористости пород уменьшается их сопротивление на разрыв, что способствует более интенсивному трещинообразованию в этих зонах.

Указанные физико-механические особенности измененных рудовмещающих пород безусловно оказывают благоприятное влияние на процесс рудоотложения.

На месторождениях второй группы главными рудовмещающими структурами являются прототектонические трещины отдельности субвулканических интрузивов, а также пологие межформационные разрывы и реже крутопадающие трещины, подовленные в процессе перемещений по крупным разломам. Большинство рудных тел имеет штокверковое строение и образует сложные столбообразные или пологозалегающие тела. Их

положение и строение определяются конфигурацией контактов субвулканических интрузивов и в значительной степени зависят от их формы. В период рудоотложения часть первичных трещин отдельности приоткрывалась, попадая в положение трещин отрыва, и именно эти трещины вмещают главную массу смолковых прожилков. При сбросовых перемещениях по крутопадающим разломам пологие межформационные трещины в период рудообразования попадают в положение мелких сопряженных взбросов, поэтому рудная минерализация располагается в них на наиболее приоткрытых пологих интервалах, в то время как крутопадающие части остаются безрудными. Брекчиевые текстуры руд на месторождениях этой группы развиты не только на верхних горизонтах, но часто прослеживаются на значительные глубины; ниже их развиваются зоны штокверковых руд, которые в корневых частях месторождений приобретают прожилкововкрапленные текстуры.

Общий размах оруденения по вертикали здесь значительно больше, чем на месторождениях первой группы, и часто превышает 1000 м.

Физико-механические свойства пород оказывают существенное влияние на формирование штокверков. Различные петрографические разновидности пород, слагающих субвулканические тела, неодинаковы по своим физико-механическим свойствам (пористости, сопротивлению на разрыв, модулю Юнга и др.). Интенсивное развитие наиболее проницаемых зон мелкой трещиноватости в приконтактных участках различных пород, по-видимому, связано с указанными выше различиями в свойствах. Повышенная пористость в эндоконтактах некоторых разновидностей пород (кластолавы, лавобрекчии и др.) иногда приводит к рудоотложению путем заложения пустот с образованием ореолов вкрапленных руд. Однако при отчетливом влиянии физико-механических свойств на образование рудолокализирующих структур выделить какие-либо особо благоприятные петрографические разности пород не удастся.

В месторождениях третьей группы рудовмещающими являются мелкие крутопадающие трещины, образованные как отраженные структуры в эффузивах верхнего яруса над зонами крупных разломов, развитых в нижнем этаже. Рудовмещающие трещины располагаются по периферии некоксообразных тел или непосредственно над ними, и образованные ими структуры напоминают структуры «лестничных» жил.

Рудовмещающими являются трещины отрыва и небольшие сдвиги, которые возникают в период рудообразования при перемещениях по более крупным сбросам.

Наиболее характерными для этих месторождений являются прожилковые и брекчиевые текстуры руд, а вкрапленные руды имеют незначительное развитие. В отличие от двух первых групп месторождений здесь брекчиевые руды прослеживаются

до корневых частей рудных тел, прожилковые руды развиты на всех горизонтах месторождения, в то время как вкрапленные развиваются лишь в участках, где плохо проявлены трещинные структуры, и преимущественно на нижних горизонтах.

Рудовмещающие породы представлены эффузивно-пирокластическими отложениями, претерпевшими дорудное сольфатарное изменение (аргиллизация и альбитизация), и существенно отличаются по физико-механическим свойствам от рудовмещающих пород двух первых групп месторождений. Для них характерны исключительно высокая эффективная пористость (до 10%), слабое сопротивление на разрыв (1100—2000 кг/см²) и повышенная хрупкость.

В образовании рудовмещающих структур здесь проявлен отчетливый литологический контроль. Наиболее благоприятными для образования рудных трещин являются жерловые туфы, брекчии и кластолавы кварцевых порфиров, имеющие высокую пористость (15—20%) и слабое сопротивление на разрыв (700—1100 кг/см²). Массивные сферолит-порфиры, игнимбриты, фельзит-порфиры и дациты, имеющие низкую пористость (0,5—4%) и значительные величины сопротивления на разрыв (2000—4000 кг/см²), как правило, являются менее благоприятными литологическими разностями и вмещают единичные рудоносные трещины. Иногда они играют роль экранов для рудоносных растворов. В кровле благоприятных пород, перекрытых малопроницаемыми разностями, вокруг рудных жил в результате подпруживания возникают широкие ореолы богатых вкрапленных руд, образование которых происходит путем заполнения открытых пор.

4. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАН-МОЛИБДЕНОВОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ

Как было показано в предыдущих главах, для основной продуктивной стадии минералообразования всех трех групп месторождений очень характерна парагенетическая ассоциация минералов, состоящая из криптокристаллического молибденита (очень часто нордизита), урановой смолки, кварца и серицита. Эта ассоциация настолько устойчива для урановых месторождений ряда регионов, что может являться одним из основных признаков для объединения таких месторождений в единую рудную формацию. Вместе с тем на этих же месторождениях наблюдаются и другие общие минералого-геохимические особенности, еще более усиливающие их сходство и подчеркивающие правильность объединения этих месторождений в одну рудную формацию.

Глубина формирования и особенности распределения гидротермальных образований в пространстве. Анализ геологических условий показывает, что верхние части рудных тел в месторождениях уран-молибденовой формации образовались на глубинах

400—1500 м от древней земной поверхности. Наиболее глубоко залегающими являются месторождения первой группы (1000—1500 м), менее глубоко залегающими — месторождения второй группы (500—1000 м) и еще ближе к поверхности — месторождения третьей группы (400—500 м). В месторождениях, сформированных на различных глубинах, наблюдается неодинаковое пространственное размещение гидротермальных образований разных стадий минерализации. Так, на более глубоко залегающих месторождениях (первой группы) наблюдается пространственное совмещение в пределах крупных разломов гидротермальных образований всех стадий минерализации. Ранние березиты на менее глубинных месторождениях (второй группы) разорваны в пространстве с образованиями более поздних стадий. Наконец, в наиболее близкоповерхностных месторождениях (третьей группы) обычно наблюдается преимущественное развитие минеральных образований более поздних стадий.

Анализ вертикального распределения парагенетических ассоциаций урановой смолки показывает, что для более глубинных месторождений первой группы наиболее характерна кварц-пирит (марказит)-смолковая парагенетическая ассоциация (по-видимому, возможно преобладание и других), а молибденит (иордизит)-смолковая ассоциация имеет подчиненное значение, причем количество иордизита уменьшается с глубиной. На менее глубоко залегающих месторождениях первой группы основной парагенетической ассоциацией, доминирующей над остальными, является молибденит(иордизит)-смолковая.

На месторождениях второй группы главная роль принадлежит карбонатно-сульфидно-смолковой и сульфидно-смолковой парагенетическим ассоциациям (безмолибденовым), развитым в верхних и средних частях рудных тел. Молибденит(иордизит)-смолковая парагенетическая ассоциация имеет большую по сравнению с остальными протяженность по вертикали, но в верхних и средних частях рудных тел ее значение сравнительно невелико. Вместе с тем с глубиной она становится единственной промышленно важной ассоциацией и в ее составе увеличивается количество иордизита и кварца.

В месторождениях третьей группы молибденит (иордизит)-смолковая парагенетическая ассоциация в верхних частях рудных тел практически отсутствует и появляется только на глубинах горизонтов.

Таким образом, из анализа вертикальной зональности размещения парагенезисов урановой смолки вытекает, что для молибденит(иордизит)-смолковой парагенетической ассоциации существует определенная оптимальная глубина формирования — от 800 до 1500 м. Выше этого интервала наибольшее значение приобретает сульфидно-смолковая и карбонатно-сульфидно-смолковая ассоциация, в состав которых входят галенит, сфалерит, сульфосоли свинца и меди, карбонаты

и гидрослюда. Ниже этого интервала наиболее распространенной является кварц-смолковая парагенетическая ассоциация с пиритом и марказитом.

Давление. Если принять удельный вес пород в среднем равным 2,5, а удельный вес поровых растворов близким к единице, то внешнее литостатическое давление при формировании молибденит-смолковой ассоциации можно принять в пределах от 160 до 375 атм, а гидростатическое давление — от 80 до 150 атм.

Температура образования. Представления о верхних температурных пределах формирования рудных тел месторождений можно получить из анализа минерального состава рудных парагенетических ассоциаций. Наиболее характерными минералами для месторождений этого типа являются иордизит и урановая смолка. Экспериментальные данные [24, 25] по синтезу иордизита показывают, что этот минерал может быть получен при температурах не выше 250—300 °С. При более высоких температурах образуется нормальный хорошо раскристаллизованный молибденит. Данные, приводимые Перно (1953 г.) по термическому исследованию окислов урана переменного состава (UO_2 — U_3O_7) со структурой и параметрами кристаллической решетки UO_2 , показали их устойчивость до температуры 140 °С. Учитывая, что Перно проводил исследования в сухих условиях, а урановые смолки отлагались из гидротермальных растворов, можно принять верхнюю температурную границу образования урановой смолки равной 200 °С. Примерно о такой же температурной границе (165 ± 15 °С) свидетельствует и иногда встречающийся в составе более поздних смолковых парагенетических ассоциаций гётит.

Последовательность отложения гидротермальных образований. На абсолютном большинстве месторождений первой и второй групп их формирование начиналось с образования в первую стадию зон березитизированных пород. Во вторую стадию минерализации образовались сульфидные прожилки или жилы, состоящие преимущественно из пирита, арсенопирита, сфалерита и галенита. При этом на месторождениях первой группы преобладают пирит и арсенопирит, а на месторождениях второй — сфалерит и галенит. Вслед за сульфидной стадией на месторождениях первой и второй групп следует стадия отложения урановой смолки. Процесс формирования месторождений обеих групп заканчивается отложением карбонатно-баритовых, флюорит-карбонатно-баритовых и карбонатных жил и прожилков. На месторождениях третьей группы нет четких критериев для выделения стадий минерализации, и предполагается, что они сформированы в течение одной стадии. Тем не менее в общих чертах направление изменения минерального состава гидротермальных образований аналогично тому, которое наблюдается на месторождениях предыдущих двух групп. Вместе с тем следует подчеркнуть, что на месторождениях третьей груп-

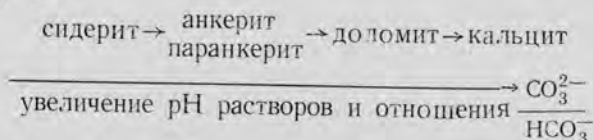
пы большее развитие получили парагенетические ассоциации, характерные для смолковой и карбонатной стадий, и практически отсутствуют минеральные образования, соответствующие стадиям березитизации и сульфидной, т. е. более ранним стадиям в месторождениях двух других групп.

Таким образом, общим для месторождений уран-молибденовой формации является одна и та же направленность развития гидротермального процесса. Вместе с тем есть и особенности, отличающие одну группу месторождений от другой.

Наряду с одинаковым направлением изменения минерального состава жил от стадии к стадии на многих месторождениях, особенно второй группы, наблюдается закономерное изменение состава парагенетических ассоциаций от начала стадий минерализации к ее концу. Как правило, начало стадий (сульфидной, смолковой и карбонатной) характеризуется отложением парагенетических ассоциаций, имеющих в своем составе кварц, а конец стадий — отложением парагенетических ассоциаций, содержащих карбонаты. При этом обычно кварц и сопутствующие ему минералы более ранних парагенетических ассоциаций оказываются неустойчивыми в обстановке отложения более поздних парагенетических ассоциаций с карбонатом. Образование более ранних (в пределах стадии) парагенетических ассоциаций нередко сопровождается выносом из породы щелочей, щелочных земель и связыванием на месте алюминия и кремнезема с частичным привносом последнего. Этот процесс аналогичен по своему направлению кислотному выщелачиванию [17, 18], но проявлен значительно слабее, чем в стадию березитизации. Интенсивность этого процесса уменьшалась от сульфидной к смолковой и вновь увеличивалась в барит-карбонатную стадию. Отложение более поздних парагенетических ассоциаций конца этих же стадий происходило на фоне привноса щелочей, щелочных земель, выноса кремнезема и иногда алюминия. Этот процесс, противоположный по направлению предыдущим процессам кислотного выщелачивания, получил название щелочно-карбонатного метасоматоза.

Анализ изменений состава минералов парагенетических ассоциаций позволяет предположить, что растворы в начале каждой стадии минерализации были обогащены активными концентрациями кремневой кислоты, ионов сульфидной серы, фтора (для последней стадии месторождений второй группы) и гидрокарбонат-иона и обеднены активными концентрациями щелочных земель и щелочей. В то же время гидротермальные растворы в конце тех же стадий минерализации характеризовались более высокими активными концентрациями щелочей и щелочных земель, а также карбонат-иона и были обеднены активными концентрациями соединений кремневой кислоты и сульфидной серы. По-видимому, это изменение состава растворов приводило к увеличению их щелочности в конце каждой стадии.

Не исключено, что на месторождениях третьей группы это увеличение щелочности растворов к концу стадии могло приводить к относительному увеличению окислительно-восстановительного потенциала для железа, что вызывало выпадение из растворов гематита или гётита и препятствовало отложению карбонатов двухвалентного железа типа сидерита. Вместе с тем эта цикличность внутримагматического изменения состава растворов не являлась полным повторением от стадии к стадии, а происходила на фоне увеличивающейся щелочности, о чем свидетельствует характер околосильных изменений и минерального состава жильного наполнения, особенно карбонатов. Анализ экспериментальных данных по условиям образования карбонатов [7, 19, 50, 53, 56, 57] показывает, что они могут быть представлены в виде общего ряда:



В этом ряду в наименее щелочной обстановке (при нормальных условиях в слабокислой среде) выделяется сидерит, затем при некотором увеличении щелочности раствора отлагаются анкерит, паранкерит и доломит (в нормальных условиях в интервале $\text{pH}=6,8 \div 8$) и, наконец, в наиболее щелочной обстановке (в нормальных условиях при $\text{pH}>8,2 \div 8,33$) — кальцит. Этот ряд соблюдается при условии, что сумма щелочных земель меньше концентрации CO_2 . Эта последовательность не нарушается и при температуре около 200°C [44].

Таким образом, последовательное отложение сидерита, анкерита и доломита свидетельствует об увеличении щелочности растворов. В месторождениях уран-молибденовой формации сидерит обычно выделяется в досмолковой сульфидной стадии и не встречается в стадии выделения урановой смолки или в более поздней барит-карбонатной стадии. В конце обеих названных стадий обычно выделяется кальцит, что свидетельствует об увеличении щелочности растворов по мере развития рудного процесса.

На состав гидротермальных растворов сульфидной и смолковой стадии большое влияние оказывали и вмещающие породы. Количество карбоната в жилах и прожилках сульфидной и смолковой стадии возрастает в породах среднего и особенно основного состава (рудные прожилки, расположенные в породах кислого состава, почти его лишены), а вмещающие породы оказываются резко обедненными щелочными землями и в первую очередь кальцием. В то же время состав жил и прожилков барит-карбонатной стадии почти не зависит от состава вмещающих пород. Количество кальцита в них практически остается одинаковым при переходе из пород кислого состава в средние

или основные породы. Эти данные свидетельствуют о том, что в растворах сульфидной и смолковой стадии величина отношения $\frac{\Sigma \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}}{\text{CO}_3^{2-}}$ была значительно меньше, чем в растворах

конца барит-карбонатной стадии. Таким образом, к концу гидротермального процесса соотношения между активными концентрациями щелочных земель и карбонат-иона изменялись в сторону первых.

Некоторые особенности переноса и отложения рудных компонентов. Часто наблюдающаяся карбонатизация пород, сопровождающая рудные прожилки, наряду с присутствием кальцита в составе более поздних парагенетических ассоциаций урановой смолки позволяет считать, что наиболее вероятной формой переноса урана являются уранил-трикарбонатные или диаква-уранил-дикарбонатные комплексы. Эти комплексы оказываются устойчивыми вплоть до температуры 200 °С. В то же время фторидные, хлоридные или сульфатные комплексы являются устойчивыми только в кислой среде, а карбонатные комплексные соединения четырехвалентного урана характеризуются относительно небольшой стойкостью и легко гидролизуются [33]. Для образования уранил-карбонатных комплексов в общем случае наиболее благоприятными оказываются растворы, характеризующиеся высокими активными концентрациями свободного CO_3^{2-} иона и умеренными значениями щелочности. Известны причины, понижающие концентрацию свободного CO_3^{2-} в растворах: подкисление растворов, уменьшение общей концентрации CO_2 в растворе и присутствие в растворах щелочных земель. Растворы стадии березитизации были неблагоприятны для образования уранил-карбонатных соединений из-за их повышенной кислотности. Растворы сульфидной стадии также, по-видимому, не были достаточно щелочными для образования уранил-карбонатных соединений, о чем свидетельствует отложение в эту стадию сидерита, анкерита и доломита. В барит-карбонатную (последнюю) стадию гидротермального процесса щелочность растворов была достаточной для образования комплексных уранил-карбонатных соединений, о чем свидетельствует частичное растворение урановой смолки при воздействии на нее растворов этой стадии. Но в то же время бо́льшая величина отношения $\frac{\Sigma \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}}{\text{CO}_3^{2-}}$ в растворах барит-карбонатной стадии

не позволяет предполагать высоких свободных активных концентраций CO_3^{2-} -иона. По-видимому, это и служит причиной того, что уран, перешедший в раствор этой стадии при растворении ранее отложенной урановой смолки, обычно переотлагается в виде той же смолки вблизи участков растворения. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что перенос урана именно в эту стадию, характеризующуюся наи-

и, с другой стороны, оно возможно, обуславливалось разницей в скоростях диффузии CO_2 и HCO_3^- -иона при медленном движении растворов снизу вверх [37]. Кроме того, вероятной причиной подкисления растворов могло быть и охлаждение их при просачивании снизу вверх за счет смещения нейтральной точки воды в сторону более щелочных pH при охлаждении растворов. Такое подкисление растворов в свою очередь благоприятно для распада карбонатных комплексных соединений уранила, что должно было приводить к более полному высаждению урана из растворов.

Для осаждения коллоида MoS_3 в близонейтральной среде необходимо присутствие соосадителя [24, 25]. Таким соосадителем, который выпадает из раствора одновременно с MoS_3 или несколько раньше, может быть FeS (затем переходящий при раскристаллизации геля $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ в пирит) или урановая смолка, которая обычно начинает выпадать из раствора несколько раньше иордизита. Как показывают экспериментальные данные, количество соосажденного молибдена увеличивается в присутствии в растворе гидрокарбоната калия или натрия (как электролита). При этом соосаждение проходит даже в слабощелочной среде с $\text{pH} = 7 \div 7,8$ (при нормальных условиях). Таким образом, можно предполагать, что в гидротермальных растворах при формировании иордизит-смолковой ассоциации были все условия, благоприятные для образования сложного молибден-уранового геля. Следует отметить, что при образовании геля [24, 25] происходит захват им различных примесей из раствора в результате соосаждения. При полной раскристаллизации геля элементы примеси, которые не могут входить в кристаллическую решетку минерала-носителя, обособляются в виде самостоятельных минералов. В связи с тем что иордизит является метаколлоидным минералом, по-видимому, присутствие в нем примесей таллия, мышьяка, сурьмы, марганца, меди и свинца обуславливается тем, что раскристаллизация геля сернистого молибдена не дошла до конца, о чем свидетельствует сохранение метаколлоидного иордизита. Сохранение иордизита возможно лишь в том случае, если температура рудоносных растворов, а также и растворов более поздней стадии не превышает $250 - 300^\circ\text{C}$.

Кроме того, при переходе MoS_3 в MoS_2 при хеомстарении геля, очевидно, должна была выделяться избыточная сульфидная сера, которая в виде ионов могла переходить в раствор и, соединяясь с ионами свинца, цинка и других катионов, образовывать сульфиды. Возможно, этим и объясняется обычное избирательное выполнение более поздними сульфидными трещинками, пересекающих иордизит-смолковые образования. Это также могло привести к увеличению количества примесей в иордизите из-за невозможности освободиться от таких выделений сульфидов при анализах иордизита.

Подводя итог сказанному, следует подчеркнуть, что формирование рудных тел описанных месторождений характеризовалось определенными местом, временем и связью с вулканизмом, структурами, глубинами образования, характерным минеральным составом руд и специфическими физико-химическими условиями их отложения. Месторождения являются достаточно широко распространенными и промышленно важными. Все это подтверждает правомерность выделения уран-молибденовых месторождений в самостоятельную рудную формацию.

Перечисленные закономерности могут быть использованы в качестве региональных и местных геологических критериев при поисках и разведке месторождений уран-молибденовой формации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В. Л. и др. В сб. «Основные черты геохимии урана». М., Изд-во АН СССР, 1963, стр. 139.
2. Беликов Б. П. Упругие и прочностные свойства горных пород. «Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд. петрогр. минералогии и геохимии. АН СССР», вып. 43, 47 (1961).
3. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
4. Бетехтин А. Г. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
5. Билибина Г. В. и др. «Геология рудных месторождений», № 5, 35 (1963).
6. Вольфсон Ф. И., Невский В. А. «Изв. АН СССР, серия геол.», № 1, 79 (1949).
7. Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
8. Готман Я. Д., Зубарев И. Н. «Советская геология», № 3, 43 (1963).
9. Григорьев Д. П. «Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, 2-я серия», ч. 82, № 1, 7 (1953).
10. Григорьев Д. П. Онтогенез минералов. Изд. Львовского ун-та, 1961.
11. Грязнова З. В., Панченков Г. М. «Успехи химии», 28, вып. 12, 1523 (1959).
12. Жариков В. А. «Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии АН СССР», вып. 14, 1959.
13. Заварицкий А. Н. В сб. «Колчеданные месторождения Урала». М., Изд-во АН СССР, 1950, стр. 7.
14. Заварицкий А. Н. В сб. «Изверженные горные породы». М., Изд-во АН СССР, 1955.
15. Заварицкий В. А. В сб. «Колчеданные месторождения Урала». М., Изд-во АН СССР, 1950, стр. 19.
16. Коржинский Д. С. «Тр. Ин-та геол. наук. АН СССР», вып. 68, 147 (1948).
17. Коржинский Д. С. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953, стр. 332.
18. Коржинский Д. С. «Докл. АН СССР, серия геохимия», 122, № 2, 267 (1958).
19. Карюкина В. Н. В сб. «Современные методы минералогических исследований горных пород, руд и минералов». М., Госгеолтехиздат, 1957, стр. 263.
20. Кёрр П. Ф. В кн. «Геология атомных сырьевых материалов». М., Госгеолтехиздат, 1956. (Докл. иностр. ученых на Международн. конф. по мирному использ. атомной энергии. Женева, 1955).
21. Копченкова Е. В., Скворцова К. В. «Докл. АН СССР, серия геологич.», 123, № 1, 159 (1958).
22. Колядин Л. Б. и др. «Докл. АН СССР», 132, № 4, 915 (1960).
23. Королев А. В. «Изв. АН СССР, серия геологич.», № 1, 66 (1949).
24. Королев Д. Ф. «Геохимия», № 4, 359 (1958).

25. Королев Д. Ф. «Геология и геофизика», № 8, 82 (1963).
26. Котляр В. Н. «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», № 9, 60 (1960).
27. Котляр В. Н. «Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка», № 1, 58 (1961).
28. Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. М., Гостехтеориздат, 1954, стр. 411.
29. Лаверов Н. П. и др. «Тр. Ин-та геол. рудн. месторожд., петрогр., минералогии и геохимии. АН СССР», вып. 82, 116 (1962).
30. Лаверов Н. П. и др. «Геология рудных месторождений», № 6 (1965).
31. Лаверов Н. П., Козырев В. Н., Хорошилов Л. В. «Геология рудных месторождений», № 6 (1964).
32. Мельников И. В. «Геология рудных месторождений», № 3, 28 (1961).
33. Наумов Г. Б. В сб. «Основные черты геохимии урана». М., Изд-во АН СССР, 1963, стр. 352.
34. Рехарский В. И. и др. «Геология рудных месторождений», № 4, 103 (1959).
35. Рехарский В. И. «Геология рудных месторождений», № 1, 92 (1960).
36. Рундквист Д. В. «Зап. Всесоюзн. минер. об-ва», ч. 87, вып. 4, 1958.
37. Рыженко Б. Н. «Геохимия», № 5, 443 (1963).
38. Рудность вулканических формаций. Тезисы докладов совещания 14—17 мая 1963 г. М., Госгеолтехиздат, 1963.
39. Скворцова К. В. «Геология рудных месторождений», № 5, 53 (1961).
40. Смирнов С. С. «Зап. Всесоюзн. минер. об-ва», вып. 1, 19 (1947).
41. Смирнов С. С. «Изв. АН СССР, серия геологич.», № 6, 1071 (1937).
42. Суражский Д. Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. М., Атомиздат, 1960.
43. Тананаева Г. А. «Геология рудных месторождений», № 4, 555 (1963).
44. Тугаринов А. И. и др. «Геохимия», № 6, 570 (1963).
45. Хрущов Н. А. Молибден. Оценка месторождений при поисках и разведке. М., Госгеолтехиздат, 1961.
46. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
47. Шубников А. В. Как растут кристаллы. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
48. Шубников А. В. «Кристаллография», 2, вып. 5, 584 (1957).
49. Шубников А. В. «Кристаллография», 2, вып. 3, 424 (1957).
50. Янатьева О. К. «Ж. общ. химии», 25, вып. 2, 234 (1955).
51. Buerger M. J. Amer. Mineral, 19, 37 (1934).
52. Cornu F. J. J. Chem. Ind. Kolloide, 4, 190 (1909).
53. Halla F. und Ritter F. Z. phys. Chem., 175 (1935).
54. Killifer D. N., Linz A. Molybdenum Compounds. New York—London, 1952.
55. Kramer J. R. Geol. Soc. Amer. Bull., 69, 1600 (1958).
56. Kramer J. R. J. Sedim. Petrolog., 29, No. 3, 465 (1959).
57. Padst A. Amer. Mineral, 44, No. 5—6, 685 (1959).
58. Rosenthal G. «Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie», Bd. 5, 2, 146 (1956).
59. Smith F. and Kidd D. Amer. Mineral, 34, (1949).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Особенности геологического строения ураноносных районов в складчатых областях	5
1. Общие положения	5
2. Строение геосинклинальных блоков пониженной стабильности	10
3. Строение геосинклинальных блоков повышенной стабильности	13
4. Строение геосинклинальных блоков резко повышенной стабильности	16
Глава II. Прокладкововкрапленные уран-молибденовые месторождения, связанные с корневыми частями кислых субвулканических интрузивов	19
1. Геологическое положение месторождений	19
2. Условия локализации рудных тел и некоторые особенности распределения уран-молибденового оруденения	21
3. Взаимоотношения уран-молибденового оруденения с дайками и его относительный возраст	29
4. Особенности гидротермального изменения вмещающих пород, минеральный состав руд и ассоциации урановой смолки	33
Глава III. Штокверковые уран-молибденовые месторождения в субвулканических кислых интрузивах	59
1. Геологическое положение	59
2. Геологическое положение и строение рудных тел	63
3. Относительный возраст оруденения и формы связей его с субвулканическими интрузивами	73
4. Минералого-геохимические особенности месторождений	76
Глава IV. Трещинно-жилые уран-молибденовые месторождения, приуроченные к кислым эффузивно-пирокластическим породам	107
1. Геологическое положение месторождений	107
2. Некоторые особенности строения участков развития жерловых фаций кислых пород	114
3. Условия локализации и строение рудных тел	118
4. Возрастные соотношения рудных жил с дайками и относительный возраст оруденения	128
5. Фумарольно-сульфатное изменение пород рудного поля, связанное с вулканической деятельностью	130
6. Гидротермальные образования и минеральный состав руд	132
Глава V. Условия образования месторождений уран-молибденовой формации	162
1. Время и место формирования уран-молибденовых месторождений в процессе геотектонического развития складчатых областей	162
2. Роль магматизма и региональных структур	166
3. Роль локальных структур и вмещающих пород	169
4. Минералого-геохимические особенности месторождений уран-молибденовой рудной формации	172
Литература	181

Б. П. Власов, И. М. Воловикова,
Г. Д. Гладышев, А. Б. Кашдан,
Н. П. Лаверов, И. В. Мельников,
Г. А. Тананаева

**ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАН-
МОЛИБДЕНОВОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИИ**

Тематический план 1966 г., № 40
Редактор **Г. М. Пчелинцева**
Переплет художника **Н. Я. Вовк**
Художественный редактор
А. С. Александров
Техн. редактор **Н. А. Власова**
Корректор **Л. А. Губина**

Сдано в набор 2.IX 1965 г.
Подписано в печать 14.II.1966 г.
Бумага 60×90¹/₁₆, типографская № 2
Физ. печ. л. 11,5 Уч.-изд. л. 11,64
Заказ изд. 1469 Тираж 1600 экз. Т-01472
Цена 85 коп. Тип. зак. 906
Атомиздат, Центр, ул. Кирова, 18.

Московская типография № 6
Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров
СССР
Москва, Ж-88, 1-й Южно-портовый пр., 17.